

Ministère de l'enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Badji Mokhtar Annaba University
Université Badji Mokhtar – Annaba
Faculté des Sciences de la Terre



جامعة باجي مختار – عنابة

كلية علوم الأرض

Département de Géologie

قسم الجيولوجيا

Thèse

Présentée pour obtenir le diplôme de

Doctorat Troisième Cycle

Filière : Géologie

Spécialité : Ressources minérales, géomatériaux et environnement

Par :

METROUNI Housseem

Thème :

Effet de l'altération hydrothermale sur les faciès albo-aptiens de la zone des diapirs (NE Algérien)

Thèse soutenue le 08/10/2026 devant le jury composé de :

N°	Nom et prénom	Grade	Etablissement	Qualité
01	Halimi Fahima	MCA	Université Badji Mokhtar -Annaba	Présidente
02	Laouar Rabah	Prof.	Université Badji Mokhtar -Annaba	Rapporteur
03	Zedam Rabah	Prof.	Université Larbi Ben M'hidi -Oum El Bouaghi	Co-rapporteur
04	Tlili Mohamed	Prof.	Université Badji Mokhtar -Annaba	Examineur
05	Kechiched Rabah	Prof.	Université Kasdi Merbah -Ouargla	Examineur
06	Lekoui Abdelmalek	MCA	Université Mohammed Seddik Benyahia -Jijel	Examineur

JE DEDIE CE TRAVAIL...

À mes parents, pour leur amour inconditionnel, leurs prières et leurs sacrifices qui ont guidé mon chemin.

À mes frères (Dr. Tarek, Oussama et Hichem), à l'épouse de mon frère Hichem et à leurs enfants, ainsi qu'à ma sœur et à ses enfants, pour leur présence rassurante et leurs encouragements sincères

À celle qui m'a accompagnée avec patience, soutien et confiance tout au long de ce parcours.

REMERCIEMENT

Louange à Allah Ta'ala, Le Très-Haut, Le Seul Détenteur du savoir, Celui qui accorde la force dans l'effort, la lumière dans le doute et la patience dans l'adversité. C'est par Sa volonté et Sa miséricorde que ce travail a pu aboutir, au terme d'un chemin exigeant, nourri de réflexion, d'efforts soutenus et de persévérance.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à **Monsieur le Professeur Laouar Rabah**, mon directeur de thèse, pour sa rigueur scientifique, ses conseils avisés et son accompagnement constant tout au long de ce parcours. Sa disponibilité, sa vision claire et la pertinence de ses remarques ont été déterminantes dans la conduite de cette recherche. Je lui suis tout particulièrement reconnaissant pour sa bienveillance, sa confiance et son soutien humain, qui ont constitué un véritable appui moral tout au long de ces années.

Mes sincères remerciements vont également à **Monsieur le Docteur Zedam Rabah**, mon co-encadreur, pour son implication précieuse, notamment lors des sorties de terrain. Son œil critique, ses observations pertinentes et sa disponibilité ont enrichi mes réflexions et contribué à affiner mes analyses.

Je suis également profondément reconnaissant à **Monsieur le Professeur TLILI Ali** de l'Université de Sfax, directeur du laboratoire, pour m'avoir chaleureusement accueilli au sein de son unité de recherche. Grâce à son soutien, j'ai pu bénéficier des moyens nécessaires à la réalisation des analyses géochimiques, en particulier par fluorescence X (XRF), indispensables à cette thèse. J'apprécie la richesse de nos échanges scientifiques, la qualité de son encadrement ainsi que sa constante disponibilité et sa bienveillance. Ma gratitude s'étend à l'ensemble du personnel du laboratoire, et tout particulièrement à **Sihem, Faten, Yamina et Djamel**, pour leur accueil chaleureux, leur assistance et leur collaboration précieuse.

Mes remerciements s'adressent également à **Monsieur le Docteur Garnit Hachemi** de l'Université El Manar de Tunis, pour m'avoir donné accès à son laboratoire et permis de réaliser les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX).

Je souhaite également exprimer toute ma reconnaissance à **Madame la Professeure SALMI-LAOUAR Sihem** pour son soutien indéfectible, sa générosité intellectuelle et l'exigence méthodologique qu'elle m'a transmise dès mes premières années universitaires. Son influence dépasse le cadre de cette thèse, tant elle a marqué durablement mon parcours académique et personnel.

Je tiens à remercier chaleureusement **Docteur BOUIMA Tayeb**, (Université de Sétif 1), **Docteur DINAR Haithem**, (Centre de Recherche en Aménagement du Territoire), **Docteur Lekoui Abdelmalek**, (Université de Jijel) ainsi que **Monsieur Nacer Jamel Eddine**, (Centre de Recherche Nucléaire de Draria), **Bouttine Nouar** (Université de Sétif 1). Leur encadrement, leurs conseils rigoureux et leurs encouragements constants m'ont permis d'approfondir mes connaissances scientifiques et de progresser dans une démarche exigeante. Je tiens à remercier également M. **Alem Djafar** pour son aide précieuse dans la préparation des échantillons et des lames minces.

Mes remerciements s'adressent enfin aux membres du **jury de thèse**, pour l'honneur qu'ils me font en acceptant de consacrer de leur temps précieux à l'évaluation de ce travail. Je leur suis reconnaissant pour l'intérêt porté à cette recherche et les enrichissements qu'ils ne manqueront pas d'y apporter.

Je n'oublie pas de remercier de tout cœur **ma famille** : mes parents, mes frères, ma sœur, pour leur présence constante, leurs encouragements et leurs sacrifices silencieux. À **ma femme**, je témoigne une gratitude toute particulière pour sa patience, son soutien indéfectible et sa compréhension tout au long de ces années de labeur.

Je remercie également mes collègues et amis, notamment Yahia, Bilal, Hamza, Sami, Walid et Mohamed.

Qu'à chacun et chacune, ici nommés ou non, parviennent l'expression de ma reconnaissance la plus sincère.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	III
Table des matières	V
Liste des figures	IX
Liste des tableaux	XIV
Liste des abréviations	XV
Résumé.....	XVI
ملخص.....	XVIII
Abstract	XIX
Introduction générale.....	1

CHAPITRE I : GENERALITES

I.1. Introduction	5
I.2. Les altérations hydrothermales liées aux gisements polymétalliques dans le contexte sédimentaire	5
I.3. Définition des altérations hydrothermales	8
I.4. Différents types d'altération hydrothermale.....	8
➤ La silicification.....	8
➤ La dolomitisation	8
➤ L'ankéritisation	8
➤ La calcitisation	8
I.5. Les altérations hydrothermales liées aux gisements péridiapiriques....	9
I.5.1. En Amérique	9
I.5.2. En Afrique du Nord	11
I.5.3. Dans les confins algéro-tunisiens.....	12

CHAPITRE II : GEOLOGIE

II.1. Géologie régionale	16
II.2. Cadre géologique de l'Aurès.....	17
II.2.1. Litho-stratigraphie	17
II.2.1.1. Le Trias.....	17
II.2.1.2. Le Jurassique.....	17
II.2.1.3. Le Crétacé.....	18
II.2.1.4. Le Paléogène.....	20
II.2.1.5. Le Néogène.....	20
II.2.1.6. Le Quaternaire.....	20
II.2.2. Tectonique de l'Aurès	20
II.2.2.1. Les plissements	21
II.2.2.2. Les accidents cassants	22
II.2.2.3. Diapirisme	22
II.3. Cadre géologique des monts de Mellègue.....	23
II.3.1. Litho-stratigraphie	23

II.3.1.1. Le Trias.....	24
II.3.1.2. Le Crétacé.....	25
II.3.1.3. Le Paléogène	26
II.3.1.4. Le Néogène.....	26
II.3.1.5. Le Quaternaire.....	27
II.3.2. Tectonique des monts de Mellègue	28
II.3.2.1. Les plissements	28
II.3.2.2. Les accidents cassants	29
II.3.2.3. Les fossés d’effondrement	29
II.3.2.4. Diapirisme	29
II.4. Paléogéographie	31
II.5. Géologie locale.....	33
II.5.1. Secteur d’Ain Mimoun.....	34
II.5.1.1. Description lithostratigraphique	35
➤ L’Aptien.....	35
➤ L’Albien.....	35
II.5.1.2. Cadre structural	36
II.5.2. Secteur de Mesloulou	38
II.5.2.1. Description lithostratigraphique	40
➤ L’Aptien.....	40
➤ L’Albien.....	40
II.5.2.2. Cadre structural	41
II.5.3. Massif de Hameimat.....	42
II.5.3.1. Description lithostratigraphique	43
➤ L’Aptien.....	43
➤ L’Albien.....	44
II.5.3.2. Cadre structural	45
II.6. Conclusion.....	46

CHAPITRE III : MINÉRALISATIONS ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES

III.1. Introduction.....	48
III.2. Minéralisations.....	48
III.2.1. Minéralisation du gîte de barytine d’Ain Mimoun	48
➤ La barytine	49
➤ La tennantite.....	51
➤ La chalcopryrite.....	52
➤ La galène	53
➤ La sphalérite.....	53
➤ L’azurite.....	53
➤ La malachite.....	54
➤ La cérusite	54

➤ La covellite.....	54
➤ La goethite	55
III.2.2. Minéralisations en Pb-Zn-Cu-Ba du gîte de Mesloulou	55
➤ La galène	55
➤ La tétraédrite	56
➤ La sphalérite	57
➤ La cérusite	57
➤ L'azurite.....	57
➤ La malachite	57
➤ La barytine	57
III.2.3. Minéralisations de l'indice à Pb-Zn-Ba-F de Hameimat Nord.....	58
➤ La barytine	59
➤ La fluorine	60
➤ La galène	61
➤ La cérusite	61
➤ Les oxydes de fer	62
III.3. Altérations hydrothermales	63
III.3.1. Les minéraux d'altération hydrothermale d'Ain Mimoun.....	63
➤ La dolomite	63
➤ L'ankérite.....	65
➤ Le quartz	66
➤ La calcite	68
III.3.2. Les minéraux d'altération hydrothermale du gîte de Mesloulou	69
➤ La dolomite	69
➤ L'ankérite.....	71
➤ Le quartz	72
➤ La calcite	73
III.3.3. Les minéraux d'altération hydrothermale de l'indice de Hameimat Nord	75
➤ La dolomite	75
➤ L'ankérite.....	75
➤ Le quartz	75
➤ La calcite	76
III.4. Succussion paragenétique	76
III.5. Conclusion	78

CHAPITRE IV : GEOCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DES MINERAUX D'ALTERATION HYDROTHERMALE

IV.1. Introduction.....	79
IV.2. Terminologie isotopique	79
IV.3. Sélection des échantillons.....	82
IV.4. Technique analytique.....	83
IV.5. Résultats.....	86

IV.5.1. Géochimie.....	86
IV.5.1.1. Roche totale	86
IV.5.1.2. Minéraux séparés	87
IV.5.2. Isotopes stables du carbone et de l'oxygène	90
➤ La calcite	91
➤ La dolomite	91
➤ L'ankérite.....	92
IV.6. Interprétation et discussion	92
IV.6.1. Géochimie des minéraux d'altération hydrothermale.....	92
IV.6.1.1. Eléments majeurs.....	92
IV.6.1.2. Eléments traces	95
IV.6.2. Géochimie isotopique des minéraux d'altération hydrothermale.....	97
IV.6.2.1. Relation Température vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$	102
IV.7. Conclusion	107
Conclusion générale.....	109
Références bibliographiques.....	112

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Modèle schématique montre un système hydrothermal dans la croûte continentale (Rossi <i>et al.</i> , 2014, modifiée)	6
Fig. 2 : Répartition des gisements de Pb-Zn de type MVT dans le monde (d'après Leach <i>et al.</i> , 2001, 2010).....	7
Fig. 3 : Répartition des gisements de type SEDEX (d'après Neukirchen et Ries, 2020).....	7
Fig. 4 : Gisements de Pb-Zn et de Fe liés aux évaporites du Trias au nord de l'Afrique (Rouvier <i>et al.</i> , 1985, modifiée).....	7
Fig. 5 : Coupe schématique montre la relation entre les minéralisations de sulfures et le diapir (Perthuisot <i>et al.</i> , 1988). (a) la structure du gisement de Bougrine ; (b) Le système de circulation des fluides hydrothermaux.....	7
Fig. 6 : Carte géologique du nord-est de l'Algérie et du nord de la Tunisie montrant l'emplacement des zones d'études dans l'Atlas du Sahara oriental (Wildi, 1983, modifiée).....	16
Fig. 7 : Le bassin aurésien au Crétacé (Herkat et Delfaud, 2000, modifiée).....	16
Fig. 8 : Extrait des cartes géologiques au 1/50 000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza, illustrant la géologie des confins algéro-tunisiens (Sami, 2011, modifiée).....	24
Fig. 9 : Colonne stratigraphique synthétique des monts de Mellègue (d'après Sami, 2004) colonne de synthèse réalisées sur la base des travaux de Dubourdieu, 1956 ; 1959 ; David, 1956 ; Fleury, 1969 ; Thibieroz et Madre, 1976 ; Otmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993).....	27
Fig. 10 : Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (Vila, 1980, modifiée).....	28
Fig. 11 : Schémas montrant les deux modèles de la mise en place des matériaux triasiques au cours de l'Albien (Perthuisot <i>et al.</i> , 1998). (A) Théorie de glacier de sel sous-marin (Vila <i>et al.</i> , 1994) ; (B) Modèle de diapirs (Perthuisot <i>et al.</i> , 1998).....	30
Fig. 12 : Carte géologique de gisement de barytine d'Ain Mimoun montre la position des échantillons prélevés (Zedam <i>et al.</i> , 2022, modifiée).....	34
Fig. 13 : Colonne litho stratigraphique montre les formations de l'Aptien et de l'Albien d'Ain Mimoun, siège de la minéralisation de barytine (Zedam <i>et al.</i> , 2022, modifiée).....	36
Fig. 14 : Carte géologique montrant la stratigraphie de l'anticlinal de Khenchela (Zedam <i>et al.</i> , 2022, modifiée).....	37

Fig. 15 : Photographie montre probablement une faille normale NE-SW au niveau du filon 3.....	38
Fig. 16 : Carte géographique montre la situation du gisement de Mesloula et de Hameimat.....	39
Fig. 17 : Carte géologique de gisement de Pb-Zn de Mesloula montre l'emplacement des échantillons prélevés (Debourdieu, 1956 , modifiée).....	39
Fig. 18 : Log lithostratigraphique montre la minéralisation à Pb-Zn-Ba encaissée dans les carbonates de l'Aptien et de l'Albien de Mesloula (Laouar et al., 2016 , modifiée).....	41
Fig. 19 : Contact Trias-Albien, siège de la minéralisation dans le massif de Mesloula	42
Fig. 20 : Carte géologique de Hameimat, (extraite de la carte géologique de Morsott au 1/50000° de Blès et Fleury, 1971 , modifiée).....	43
Fig. 21 : Log lithostratigraphique montre la minéralisation à Pb-Zn-Ba encaissée dans les carbonates de l'Aptien et de l'Albien de Hameimat Nord.....	45
Fig. 22 : Photographies montrant le contact Trias-Albo-Aptien du massif de Hameimat Nord (a et b). (c) Faille avec remplissage calcitique tardif affectant les dolomies de Hameimat Nord	45
Fig. 23 : Macrophotographies montrant l'aspect de la barytine lamellaire (Brt I), (a) barytine transparente et (b) barytine translucide.....	49
Fig. 24 : L'aspect macroscopique de la barytine fibreuse d'Ain Mimoun.....	50
Fig. 25 : Microphotographies montrant la texture prismatique de la barytine (Brt I) (a et b).....	50
Fig. 26 : Microphotographie montre de la barytine en remplissage des fractures (Brt II).....	51
Fig. 27 : Aspect macroscopique de la barytine massive avec la texture rubanée de la tennantite, altérée en malachite et azurite.....	51
Fig. 28 : Microphotographies montrant la minéralisation de tennantite remplaçant la chalcoppyrite et associée aux minéraux de gangue (Qtz II) (a) et d'altération secondaire goethite et covellite (b).....	52
Fig. 29 : Microphotographies montrant la minéralisation de la chalcoppyrite et de la tennantite, associée à la barytine (Brt II). (a) Cristaux de chalcoppyrite légèrement remplacés par la tennantite ; (b) Plage de chalcoppyrite altérée en goethite et covellite.....	53
Fig. 30 : Microphotographies montrant l'altération secondaire de la tennantite en en malachite et en azurite (a) en LPA ; (b) en LN).....	54
Fig. 31 : Aspect macroscopique des cristaux de galène disséminés dans les dolomies.....	56

Fig. 32 : Microphotographie montre la texture squelettique de la galène interstitielle	56
Fig. 33 : Aspect macroscopique de la barytine associée à la malachite dans les dolomies.....	58
Fig. 34 : Aspect microscopique de la barytine primaire (Brt I) (a) et de la barytine secondaire (Brt II) (b).....	58
Fig. 35 : Macrophotographie montre la barytine en brèche associée avec la fluorine et la galène	59
Fig. 36 : Microphotographie montre la texture de barytine en éventail.....	60
Fig. 37 : Photographie montre l'aspect bréchique de la minéralisation à Ba-F- Pb du massif de Hameimat Nord. Brt : Barytine ; Gn : Galène ; Flt : Fluorine.....	60
Fig. 38 : Microphotographie montre la fluorine automorphe remplacée par la barytine en gerbe.....	61
Fig. 39 : Microphotographie montre la texture de galène partiellement altérée en cérusite	61
Fig. 40 : Macrophotographies montrant la dolomitisation partielle des calcaires albo-aptiens d'Ain Mimoun	63
Fig. 41 : Aspect microscopique des dolomites de remplacement fines (Dol I) avec passage vers la dolomite de cimentation grossière (Dol II).....	64
Fig. 42 : Microphotographies montrant des cavités de remplissage par des cristaux de dolomite (Dol II) dans les cristaux dolomite (I) (a) en LPA ; (b) en LPNA.....	64
Fig. 43 : Microphotographie montre des cristaux de dolomite zonée (Dol II), présentant un noyau nuageux et un bord clair à Ain Mimoun.....	65
Fig. 44 : Microphotographies montrant des cristaux de dolomite de type saddle dolomite (Dol II) remplissant les fissures (a et b).....	65
Fig. 45 : Macrophotographie montre le phénomène d'ankéritisation partielle des dolomies d'Ain Mimoun (a et b).....	66
Fig. 46 : Microphotographies montrant les cristaux de dolomite avec des bords ankéritisés (a et b).....	66
Fig. 47 : Macrophotographies présentant le processus de silicification à Ain Mimoun. (a) Cristaux de quartz remplissant les cavités de dissolution dans les calcaires albo-aptiens ; (b) Fracture remplie par la silice postérieure recoupée les dolomies de l'Albien.....	67
Fig. 48 : Macrophotographie montre le processus de silicification affectant les calcaires d'Ain Mimoun	67
Fig. 49 : Quartz bipyramidé disséminé dans la matrice micritique dans les calcaires d'Ain Mimoun.....	68

Fig. 50 : Cristaux bipyramidaux de quartz (Qtz II) dans les interstices de la dolomite automorphe (Dol II).....	68
Fig. 51 : Microphotographies montrant la calcite (Cal II) remplissant des vides entre les cristaux de dolomites (a et b).....	69
Fig. 52 : Microphotographies illustrant le remplissage calcitique des bioclastes et des cavités à Ain Mimoun (a et b).....	69
Fig. 53 : Macrophotographies montrant la dolomitisation partielle des calcaires de Mesloulou.....	70
Fig. 54 : Microphotographies montrant les textures de la dolomite de remplacement (Dol I). (a) Cristaux subautomorphes de dolomite fine ; (b) Cristaux losangiques de dolomite avec le développement de l'ankérite dans les interstices (en LPNA).....	70
Fig. 55 : Microphotographies montrant la dolomitisation des carbonates de Mesloulou. (a) cristaux losangiques de dolomite (Dol II) remplaçant la calcite micritique ; (b) Gros cristaux xénomorphes de dolomite de cimentation occupant les microfractures.....	71
Fig. 56 : Microphotographies montrant les cristaux de dolomite fine (Dol I) entre les cristaux de dolomite grossière à bordures ankéritisées (Dol II) (a) en LPA ; (b) en LPNA).....	71
Fig. 57 : Macrophotographie montrant l'ankéritisation totale des dolomies de Mesloulou	72
Fig. 58 : Microphotographies illustrant le processus d'ankéritisation à Mesloulou. (a) Cristaux de dolomite avec des bordures ankéritisées ; (b) Microfissures remplies d'ankérite à l'intérieur des cristaux de dolomite.....	72
Fig. 59 : Macrophotographie montre le processus de silicification affectant les calcaires de Mesloulou	73
Fig. 60 : Microphotographie montre une dolomitisation précède la silicification à Mesloulou	73
Fig. 61 : Aspect macroscopique des calcaires aptiens de Mesloulou recoupés par des filonnets de calcite	74
Fig. 62 : Aspect microscopique de la calcite tardive (Cal III) recoupant les cristaux de dolomite.....	74
Fig. 63 : Microphotographie montre la dolomitisation des carbonates de Hameimat Nord	75
Fig. 64 : Microphotographies montrant les cristaux de quartz disséminés dans la matrice dolomitique, et associés à la célestine (a).....	76
Fig. 65 : Aspect microscopique de la calcite tardive (Cal III) remplissant les fissures recoupant les calcaires micritiques de Hameimat Nord.....	76
Fig. 66 : Appareil de spectrométrie par fluorescence X (XRF) utilisé et le principe de fonctionnement de la méthode d'analyse.....	85

- Fig. 67 :** Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les roches carbonatées et les minéraux séparés de la principale phase épigénétique des gisements d'Ain Mimoun, Mesloul et Hameimat Nord..... 94
- Fig. 68 :** Microphotographies montrant les filonnets de célestine et d'ankérite recoupant les carbonates de Hameimat Nord. (a) Calcaires micritiques recoupés par des veines de célestine et d'ankérite ; (b) Filonnets de célestine recoupant les dolomicrites..... 96
- Fig. 69 :** Compositions isotopiques de l'oxygène des roches carbonatées totales et des minéraux hydrothermaux d'Ain Mimoun, Mesloul et Hameimat Nord, comparées à celles des eaux météoriques et des fluides hydrothermaux..... 99
- Fig. 70 :** Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes calcites d'Ain Mimoun, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}$ SMOW du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire calcite-eau, selon [Friedman et O'Neil \(1977\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la calcite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites.....104
- Fig. 71 :** Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes dolomites d'Ain Mimoun, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire dolomite-eau, selon [Northrop et Clayton \(1966\)](#) est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 3,20 \times 10^6 / T^2 - 3,30$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites des données disponibles.....105
- Fig. 72 :** Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes calcites de Mesloul, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire calcite-eau, selon [Friedman et O'Neil \(1977\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la calcite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites.....106
- Fig. 73 :** Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir de dolomite de Mesloul, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire dolomite-eau, selon [Northrop et Clayton \(1966\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 3,20 \times 10^6 / T^2 - 3,30$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. La ligne continue représente la température déduite des données disponibles.....107

LISTE DES TABLEAUX

Tableau. 1 : Succession paragenèse des phases minérales dans les trois gisements de minéralisations périapiques étudiés.....	77
Tableau. 2 : Valeurs naturelles des isotopes et leurs standards de référence (Campbell et Larson, 1998).....	80
Tableau. 3 : Terminologie des isotopes stables (Campbell et Larson, 1998).....	81
Tableau. 4 : Description pétro-minéralogique des échantillons carbonatés des localités d'Ain Mimoun, Mesloul et Hameimat Nord.....	84
Tableau. 5 : Résumé de la composition chimique des roches totales de carbonates et des minéraux séparés des gisements d'Ain Mimoun, de Mesloul et de Hameimat Nord (n.a : non analysé).....	89
Tableau. 6 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) des calcaires et les minéraux de la calcite III	91
Tableau. 7 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) des dolomies et dolomites	91
Tableau. 8 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) de l'ankérite	92

LISTE DES ABREVIATIONS

Ank : Ankérite
Az : Azurite
Bio : Bioclastes
Brt : Barytine
Cal : Calcite
Ccp : Chalcopyrite
Cer : Cérusite
Cls : Célestine
Cv : Covellite
Dol : Dolomite
Ech : Echinodermes
Flt : Fluorine
For : Foraminifère
Ga : Gastéropode
Gn : Galène
Gt : Goethite
Lam : Lamelibranche
Mal : Malachite
Ms : Muscovite
Orb : Orbitoline
Ox : Oxyde de fer
Qtz : Quartz
Ten : Tennantite
V : Vide
n.a : non analysé
RT : Roche totale
VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite
VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water
XRD : Diffraction des rayons X
XRF : Fluorescence des rayons X
 $\delta^{13}\text{C}$: Composition isotopique du carbone
 $\delta^{18}\text{O}$: Composition isotopique de l'oxygène

Résumé :

Dans le Nord-Est de l'Algérie, les faciès carbonatés d'âge aptien et albien, affectés par divers processus d'altération hydrothermale, renferment des minéralisations polymétalliques significatives. Ces altérations semblent avoir joué un rôle déterminant dans la nature et la localisation de ces concentrations métallifères. Cette étude vise à caractériser les altérations hydrothermales, leur extension, et la nature et l'origine des fluides hydrothermaux impliqués à la mise en place des minéralisations polymétalliques dans la zone des diapirs. Dans le cadre de ce travail, une approche intégrée a été mise en œuvre sur des échantillons prélevés de trois gisements représentatifs de cette région : Ain Mimoun, Mesloula et Hameimat Nord. L'analyse pétro-minéralogique met en évidence deux étapes distinctes de dolomitisation : (1) une dolomitisation de remplacement, caractérisée par la substitution du CaCO_3 par le MgCO_3 , et (2) une dolomitisation de cimentation, marquée par la précipitation de dolomite dans les vides. Cette dolomitisation est accompagnée par une ankéritisation postérieure, localement, suivi par des épisodes de silicification et de calcitisation. Ces altérations sont plus marquées à proximité des corps minéralisés et diminuent progressivement avec l'éloignement de la zone de minéralisation à Pb-Zn-Ba vers les roches fraîches. Les minéraux carbonatés hydrothermaux étudiés présentent des teneurs élevées en strontium (Sr) dans la calcite III et l'ankérite des gîtes de Ain Mimoun (619,66–1327,8 ppm) et de Hameimat Nord (781,36–1116,3 ppm), indiquant la présence d'un fluide minéralisateur enrichi en Sr ayant localement déposé de la célestine (SrSO_4) dans ces gisements. L'enrichissement en zinc (Zn), cuivre (Cu) et plomb (Pb) observé dans les échantillons d'ankérite de Ain Mimoun et de calcite de Mesloula reflète la présence de fluides enrichis en Zn, Cu et Pb ayant déposé la minéralisation en métaux de base (galène, sphalérite et tennantite) dans ces localités. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des calcaires de roche totale des trois sites suggèrent une origine marine pour le carbone ; tandis que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (+24,2 ‰ à +27,3 ‰) correspondent à la gamme de composition isotopique du faciès aptien-albien frais dans toute la zone des diapirs d'Algérie et de Tunisie. La gamme de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ observées dans la calcite, la dolomite et l'ankérite hydrothermales (variant entre -4 ‰ et +4 ‰) reste dans la gamme des carbonates marins, tandis que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ modérément basses (+18 à 24 ‰) par rapport aux calcaires encaissants reflètent l'influence des fluides hydrothermaux, caractérisés par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ nettement basses (entre +9 ‰ et +13 ‰), les valeurs les plus basses étant enregistrées dans les minéraux carbonatés hydrothermaux précoces (dolomite), puis dans l'ankérite et enfin dans la calcite qui présente les valeurs les plus élevées. Cette étude souligne la pertinence de cette approche multidisciplinaire pour déterminer l'origine, la nature et l'évolution des fluides impliqués dans les altérations hydrothermales observées dans les gisements péri-diapiriques de type MVT de l'Atlas oriental du Sahara.

Mots clés : Carbonates, Silicification, Dolomitisation, Minéralisations polymétalliques, Géochimie, Isotopes stables, Atlas saharien.

الملخص:

في شمال شرق الجزائر، تحتوي رواسب الكربونات الأبتية والألبية، والتي تأثرت بمختلف العمليات التحويرية الحرارية المائية، على تمعدنات متعددة الفلزات ذات أهمية. ويبدو أن هذه التحويرات لعبت دورًا حاسمًا في نشأة وتوضّع هذه التراكيز المعدنية. تهدف هذه الدراسة إلى وصف التحويرات الحرارية المائية وتحديد طبيعة وأصل السوائل الحرارية المائية المتدخلة، بالإضافة إلى تحليل التطور المكاني والزمني للعمليات التحويرية المرتبطة بها، انطلاقًا من المناطق المتمعدنة وصولاً إلى الصخور المضيفة. وفي هذا الإطار، تم اعتماد مقارنة تكاملية أجريت على عينات مأخوذة من ثلاثة مواقع دراسة من هذه المنطقة: عين ميمون، ومسولة، وحميمات شمال. وقد كشفت التحاليل البترو-معدنية عن مرحلتين مميزتين من الدولوميتية: (1) دولوميتية إحلالية، تتسم باستبدال CaCO_3 بـ MgCO_3 ، و(2) دولوميتية إسمنتية، تتميز بترسيب الدولوميت داخل الفراغات المسامية. وغالبًا ما يرتبط هذا التحوير بعملية أنكبريتية، تتمثل في الاستبدال الجزئي للمغنيزيوم بالحديد، وقد تتبعها محليًا مراحل من السليكنة وإعادة التكتس. وتكون هذه التحويرات أكثر وضوحًا بالقرب من الأجسام المتمعدنة، وتتضاءل تدريجيًا مع الابتعاد عن منطقة التمدن. تُظهر معادن الكربونات الحرارية المائية التي تمت دراستها تراكيز مرتفعة من السترونتيوم (Sr) في الكالسيت III والأنكريت من عين ميمون (619.66–1327.8 جزء في المليون) وحميمات شمال (781.36–1116.3 جزء في المليون)، مما يشير إلى وجود سائل حراري مائي غني بالسترونتيوم قام بترسيب السيليسيتين (SrSO_4) محليًا في هذه الرواسب. يعكس الثري في الزنك (Zn) والنحاس (Cu) والرصاص (Pb) الملاحظ في عينات الأنكريت من عين ميمون والكالسيت من مسولة وجود سوائل غنية بهذه العناصر، والتي أدت إلى ترسيب المعادن الأساسية مثل الغالينا، والأسفاليريت، والتينانتيت في هذه المواقع. تشير قيم $\delta^{13}\text{C}$ للصخور الجيرية الكاملة من المواقع الثلاثة إلى أصل بحري للكربون، في حين تتوافق قيم $\delta^{18}\text{O}$ (+24.2‰ إلى +27.3‰) مع نطاق التركيب النظائري للرواسب الأبتية-الألبية الحديثة في جميع أنحاء منطقة القبة الملحية في الجزائر وتونس. يتراوح نطاق قيم $\delta^{13}\text{C}$ الملاحظة في الكالسيت والدولوميت والأنكريت الحراري المائي بين -4‰ و +4‰، وهو ضمن نطاق الكربونات البحرية، في حين تعكس قيم $\delta^{18}\text{O}$ المنخفضة نسبيًا (+18 إلى +24‰) مقارنةً بالصخور الجيرية المحيطة تأثير السوائل الحرارية المائية، التي تتميز بقيم $\delta^{18}\text{O}$ منخفضة بشكل ملحوظ (بين +9‰ و +13‰). وقد سُجلت أدنى القيم في أقدم معادن الكربونات الحرارية المائية (الدولوميت)، تلتها الأنكريت، وأخيرًا الكالسيت بأعلى القيم. تُبرز هذه الدراسة أهمية النهج متعدد التخصصات في تحديد أصل وطبيعة وتطور السوائل المشاركة في التغيرات الحرارية المائية الملاحظة في رواسب ما قبل القباب الديابيرية من نوع MVT في الأطلس الشرقي للصحراء الكبرى.

كلمات مفتاحية: الكربونات، السليكنة، الدولوميتية، تمعدنات متعددة الفلزات، الجيوكيمياء، النظائر المستقرة، الأطلس الصحراوي.

Abstract:

In northeastern Algeria, the Aptian to Albian carbonate facies, affected by various hydrothermal alteration processes, host significant polymetallic mineralizations. These alterations appear to have played a key role in the genesis and localization of the metal concentrations. This study aims to characterize hydrothermal alterations, their extent, and the nature and origin of the hydrothermal fluids involved in the emplacement of polymetallic mineralizations in the diapir zone. To achieve this, an integrated approach was applied to samples collected from the three representative deposits of this region: Ain Mimoun, Mesloula and Hameimat Nord. Petro-mineralogical analysis reveals two distinct stages of dolomitization: (1) replacement dolomitization, characterized by the substitution of CaCO_3 by MgCO_3 , and (2) cementation dolomitization, marked by the precipitation of dolomite in voids. This dolomitization is accompanied by subsequent, localized ankeritization, followed by episodes of silicification and calcitization. These alterations are most intense near the mineralized bodies and gradually decrease with increasing distance from the Pb-Zn-Ba ore bodies towards the fresh host rocks. The hydrothermal carbonate minerals studied exhibit high strontium (Sr) contents in calcite III and ankerite from Ain Mimoun (619.66–1327.8 ppm) and Hameimat Nord (781.36–1116.3 ppm), indicating the presence of an Sr-enriched mineralizing fluid that locally deposited celestine (SrSO_4) in these deposits. The zinc (Zn), copper (Cu), and lead (Pb) enrichment observed in the ankerite samples from Ain Mimoun and the calcite from Mesloula reflects the presence of Zn, Cu, and Pb-enriched fluids that deposited the base metal mineralization (galena, sphalerite, and tennantite) in these localities. The $\delta^{13}\text{C}$ values of the whole-rock limestones from the three sites suggest a marine origin for the carbon; while the values of $\delta^{18}\text{O}$ (+24.2 ‰ to +27.3 ‰) correspond to the range of isotopic composition of the fresh Aptian-Albian facies throughout the diapir zone of Algeria and Tunisia. The range of $\delta^{13}\text{C}$ values observed in hydrothermal calcite, dolomite and ankerite (varying between -4‰ and +4‰) remains within the range of marine carbonates, while the moderately low $\delta^{18}\text{O}$ values (+18 to 24‰) compared to the surrounding limestones reflect the influence of hydrothermal fluids, characterized by distinctly low $\delta^{18}\text{O}$ values (between +9‰ and +13‰), with the lowest values recorded in the oldest hydrothermal carbonate minerals (dolomite), followed by ankerite and finally calcite with the highest values. This study highlights the relevance of the current multidisciplinary approach to determining the origin, nature and evolution of fluids involved in hydrothermal alterations observed in MVT-type peridiapiric ore deposits of the Eastern Atlas of the Sahara.

Key words: Carbonates, Silicification, Dolomitization, Polymetallic mineralizations, Geochemistry, Stable isotopes, Saharan Atlas.

INTRODUCTION GENERALE

Les processus hydrothermaux jouent un rôle déterminant dans la formation des réservoirs pétroliers et des gisements polymétalliques, en particulier dans les environnements carbonatés ([Hitzman et Large, 1986](#) ; [Rajendran et al., 2011](#) ; [Roehl et Choquette, 2012](#) ; [Hitzman et al., 2003](#)). Dans ces contextes, les interactions entre des fluides hydrothermaux chauds et des faciès carbonatés réactifs peuvent induire une série d'altérations complexes, conduisant à la mobilisation et à la précipitation des métaux de base ([Buchanan, 1981](#) ; [Pirajno, 2009](#)). Les roches carbonatées du Crétacé, en raison de leur réactivité chimique élevée et de leur porosité variable, sont considérées comme des roches encaissantes privilégiées pour ce type d'altération. Dans les zones affectées par des structures diapiriques, ces roches présentent fréquemment des signatures altérées complexes, associées à des minéralisations en plomb, zinc, cuivre, baryum et parfois en argent ([Boni et Large, 2003](#) ; [Leach et al., 2010](#)). Les altérations hydrothermales dominantes comprennent la dolomitisation, la silicification, l'ankéritisation, voire la calcitisation et l'argilitisation, selon les conditions physico-chimiques locales. De telles altérations ont été documentées dans de nombreuses régions à l'échelle mondiale, notamment au Canada, dans le golfe du Mexique, aux États-Unis, dans la province de Santander (Colombie), au nord de l'Espagne, en Afrique du Nord et dans la région du golfe Persique ([Monseur and Pel, 1973](#) ; [Barbanson et al., 1983](#) ; [Lavoie et al., 2005](#) ; [Smith, 2006](#) ; [Conliffe et al., 2010](#)).

En Amérique du Nord, [Davies et Smith \(2006\)](#) ainsi que [Conliffe et al. \(2010\)](#) ont étudié les carbonates du groupe de St. George et ont montré qu'ils subissent une dolomitisation hydrothermale associée à des failles, se développant à des températures supérieures à celles des calcaires hôtes formés à température ambiante. En Europe, plusieurs cas illustrent également le rôle des structures dans les altérations hydrothermales. En Espagne, [Gomez-Rivas et al. \(2015\)](#)

ont mis en évidence une dolomitisation hydrothermale contrôlée par un réseau de failles affectant les formations carbonatées de Benicàssim, à l'est du pays. En France, [Macquar et Lagny \(1981\)](#) ont observé que les séries carbonatées du gisement à Pb-Zn de Trèves (Gard) présentent une dolomitisation totale suivie d'une recristallisation tardive. En Asie, [Akbari et al. \(2015\)](#) ont étudié les séries carbonatées du Crétacé inférieur d'Ahangaran, à l'ouest de l'Iran, révélant une altération hydrothermale marquée par la dolomitisation et la silicification, associée à des minéralisations polymétalliques à Pb-Fe-Ag±Cu.

Parmi les altérations hydrothermales affectant les roches carbonatées, la silicification demeure un phénomène relativement moins étudié que la dolomitisation, bien qu'elle joue un rôle significatif dans certains contextes géologiques ([Haldar et Tisljer, 2014](#) ; [La Bruna et al., 2021](#) ; [Souza et al., 2021](#)). De même, la calcitisation, bien que mieux documentée, reste limitée à des contextes spécifiques tels que celui rapporté par [Lavoie et al. \(2005\)](#). Des travaux approfondis ont été menés sur les formations gréseuses et carbonatées du bassin de Potiguar, situé dans le nord-est du Brésil, où une silicification hydrothermale intense a été mise en évidence. Celle-ci est principalement contrôlée par un réseau de failles, et a été caractérisée à l'aide d'analyses pétrographiques, microthermométriques, géochimiques et isotopiques ([Menezes et al., 2019](#)). En parallèle, [Paradis et al. \(2007\)](#) ont rapporté que certaines formations carbonatées minéralisées de type MVT au Canada présentent une silicification discrète, se manifestant par la présence de quartz microcristallin à l'intérieur ou en bordure des amas sulfurés.

En Afrique du Nord, les séries carbonatées mésozoïques associées aux gisements polymétalliques sont largement affectées par divers processus d'altération hydrothermale. Dans les gisements de Pb-Zn de l'Atlas marocain, de l'Atlas saharien algérien et de l'Atlas tunisien, les formations carbonatées subissent des altérations marquées, notamment la dolomitisation, l'ankéritisation, la silicification et la karstification, en lien avec la circulation de fluides

minéralisateurs (Bouabdellah *et al.*, 2012, 2015 ; Achmani *et al.*, 2024 ; Salmi-Laouar 2004 ; Bakelli *et al.*, 2022 ; Bouhlef and Touhami 1987 ; Bouhlef *et al.*, 2016).

Problématique et objectifs

Les altérations hydrothermales accompagnent toujours la mise en place des minéralisations polymétalliques. La nature de ces altérations dépend des fluides minéralisateurs et de l'encaissant de la minéralisation. Ces altérations sont importantes pour retracer la nature des fluides, le mode d'acheminement, leur chimisme, leur température etc. (Field and Fifarek 1985 ; Sahoo *et al.*, 2018 ; Spinks *et al.*, 2021 ; Wilkinson *et al.*, 2011). Elles pourraient être également des métallotectes pour la recherche minière dans certains gisements cachés. Dans la zone des diapirs, plusieurs processus d'altération ont affecté les roches encaissantes albiennes et aptiennes des minéralisations polymétalliques à Pb-Zn-Ba-F-Fe. Elles se résument en dolomitisation, silicification, ankéritisation, etc. Ces altérations ont été signalées dans les études entreprises dans cette zone, mais jamais étudiées.

Dans ce cadre, la présente étude se concentre sur les altérations hydrothermales associées aux gisements périadiapiriques de l'Atlas Sahariens oriental. Ces gîtes sont encaissés souvent dans les carbonates massifs, généralement récifaux et karstiques, de l'Aptien et l'Albien. Parmi ces gisements, trois gîtes typiques ont été sélectionnés : le gisement de barytine d'Ain Mimoun, le gîte de Mesloula et de Hameimat Nord, tous les deux à Pb-Zn-Ba-F. Plusieurs missions de terrain ont été menées pour cartographier et décrire les différents faciès, ainsi que pour prélever des échantillons en vue d'une étude pétrographique, minéralogique et géochimique approfondie. Au laboratoire, l'étude pétrographique se base sur l'examen des lames minces, tandis que l'étude des isotopes stables (O et C) afin de caractériser ces altérations hydrothermales, l'analyse de la diffractométrie est utilisée pour identifier les minéraux mineurs. L'objectif de cette étude est donc de caractériser la nature des altérations hydrothermales, la composition minéralogique, la géochimie des fluides minéralisateurs et de définir les altérations

dans plusieurs gîtes de cette zone, à savoir : le gisement de barytine d'Ain Mimoun (Khenchela), le gisement à Pb-Zn-Ba de Mesloul et le gisement de Pb-Zn-Ba-F de Hameimat Nord.

La structure de cette thèse se présente comme suit : le premier chapitre présente des généralités sur les altérations hydrothermales à l'échelle mondiale et régionale ; le deuxième chapitre est consacré à la géologie régionale de l'Atlas saharien et à la géologie locale des secteurs d'étude, à savoir : le gisement de barytine d'Ain Mimoun (Khenchela), le gisement à Pb-Zn-Ba de Mesloul et le gisement de Pb-Zn-Ba-F de Hameimat Nord ; le troisième chapitre concentre sur l'étude des minéralisations polymétalliques, ainsi que les altérations hydrothermales dans les trois sites étudiés ; une synthèse globale des résultats est proposée dans le quatrième chapitre sur la géochimie et la géochimie isotopique, accompagnée de discussions et enfin une conclusion générale.

CHAPITRE I

GENERALITES

I.1. Introduction

Les altérations hydrothermales sont des processus géologiques majeurs résultant de l'interaction entre des fluides chauds et les roches de la croûte terrestre. Ces fluides, d'origine magmatique, métamorphique, météorique ou marine, provoquent des transformations minéralogiques et chimiques qui modifient profondément la composition, la texture et les propriétés physiques des roches. Ce type d'altération joue un rôle clé dans la formation de gisements métallifères tels que les dépôts de type Mississippi Valley-Type (MVT) et SEDEX, ainsi que dans la modification des propriétés réservoirs des roches carbonatées et clastiques, notamment en plomb, zinc, fer, cuivre, argent, barytine et fluorine (Pb-Zn-Fe-Cu-Ag-Ba-F). L'étude des altérations hydrothermales, en abordant leurs mécanismes, leurs manifestations minéralogiques et texturales, ainsi que leur diversité dans le contexte sédimentaire permet de mieux comprendre l'importance de ces altérations dans l'évolution de la croûte terrestre et dans la formation des ressources naturelles.

1.2. Les altérations liées aux gisements polymétalliques dans le contexte sédimentaire

Le système hydrothermal se caractérise par la circulation d'eaux chaudes dans la croûte continentale. Ces eaux sont chauffées et remontent en surface en raison de l'infiltration des eaux météoriques. Lors de leur migration, les fluides hydrothermaux interagissent chimiquement avec les roches encaissantes, notamment les roches sédimentaires (Fig. 1), ce qui peut entraîner la mobilisation, le transport et, localement, la précipitation de métaux. Ces interactions favorisent l'enrichissement en éléments métalliques dans certaines zones, donnant lieu à des concentrations économiquement exploitables ([Rossi et al., 2014](#)).

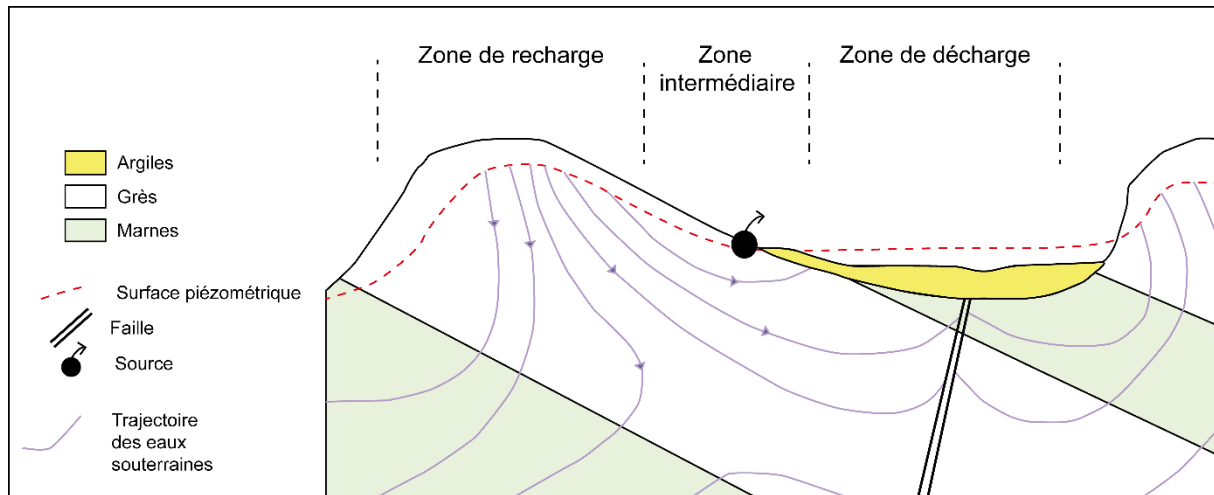


Fig. 1. Modèle schématique montre un système hydrothermal dans la croûte continentale (Rossi *et al.*, 2014, modifiée).

Aujourd'hui, les activités minières ont considérablement évolué grâce aux avancées technologiques et scientifiques. Ces progrès ont permis d'analyser en détail les divers phénomènes et processus responsables de la formation des gisements polymétalliques. Dans ce chapitre en particulier, nous nous concentrons sur les altérations hydrothermales qui jouent un rôle crucial dans la genèse des minéralisations de plomb, de zinc, de cuivre, de baryum et de fluor qui se trouvent enchâssées au sein des formations carbonatées.

Dans le contexte carbonaté, on parle des gisements de type Mississippi Valley (MVT) et les gisements qui le ressemblent, tels que les gisement périadiapiriques, ainsi nommés en raison de leur association avec d'importantes concentrations en Pb-Zn-Cu-Ba-F. Ces gisements sont encaissés au sein de formations carbonatées, telles que les dolomies, les calcaires et les évaporites. Ils sont principalement définis aux États-Unis. Par ailleurs, des gisements significatifs existent également en Europe, notamment en Haute-Silésie (Pologne), dans les Alpes (comme à Bleiberg en Autriche), au Nord de l'Espagne ainsi qu'en Irlande et en Afrique du Nord (Fig. 2). La genèse de ces gisements est épigénétique. Cependant, leur formation résulte des altérations hydrothermales intervenant entre les fluides minéralisateurs et les carbonates (Leach *et al.*, 2010).

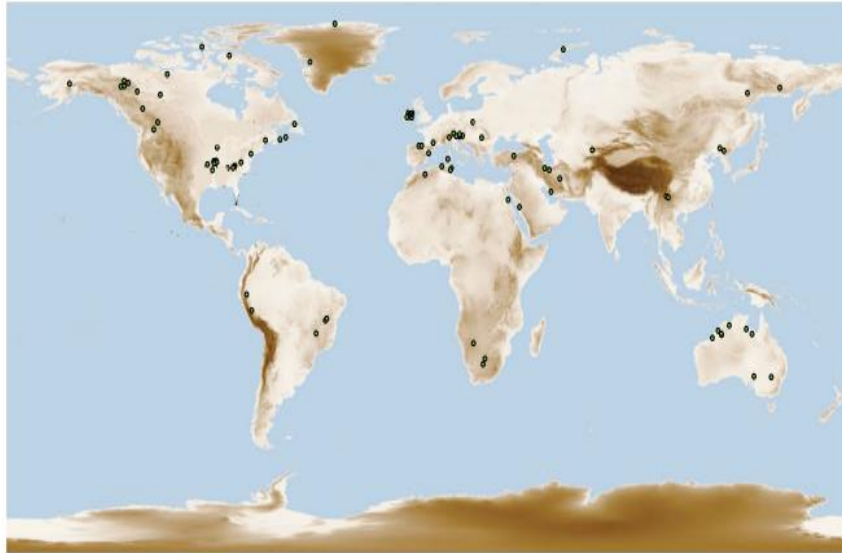


Fig. 2. Répartition des gisements de Pb-Zn de type MVT dans le monde (d'après [Leach et al., 2001, 2010](#))

De plus, les gisements de sulfures exhalatifs sédimentaires (SEDEX) se forment au sein de systèmes hydrothermaux et sont encaissés dans les formations sédimentaires (Fig. 3). Les fluides hydrothermaux remontent le long des failles actives en traversant les sédiments déposés, tels que les schistes ou les schistes noirs ([Neukirchen et Ries, 2020](#)). Il convient également de noter la présence de gisements SEDEX associés à des formations rocheuses carbonatées ([Neukirchen et Ries, 2020](#)).

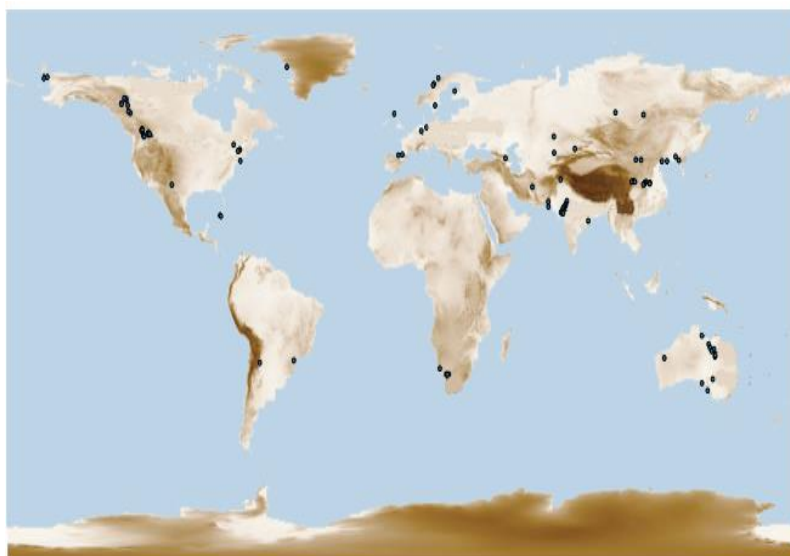


Fig. 3. Répartition des gisements de type SEDEX (d'après [Neukirchen et Ries, 2020](#)).

I.3. Définition des altérations hydrothermales

L'altération hydrothermale est définie comme l'ensemble des réactions chimiques qui surviennent entre la roche encaissante et le fluide minéralisateur ([Beaudoin, 2006](#)). Ce processus est influencé par une multitude de paramètres, dont la composition de la roche, la nature des fluides, la porosité, la perméabilité, ainsi que la pression et la température ([Rancon, 1983](#)).

I.4. Les différents types d'altération hydrothermale

[Meyer et Hemley \(1967\)](#) ont proposé une classification des altérations hydrothermales basée sur l'assemblage minéralogique. La nomenclature des types d'altérations était choisie en fonction du minéral le plus abondant. Dans le contexte sédimentaire, les différents types d'altérations hydrothermales sont souvent représentés par la silicification, la dolomitisation, la calcitisation, l'argilitisation...

- La silicification est un processus diagenétique qui affecte les roches, notamment les roches carbonatées. Il implique l'introduction de silice dans la roche via dissolution des minéraux carbonatés, suivie par précipitation de silice, que ce soit dans les pores, vides, ou par remplacement pseudomorphique des carbonates. Ce mécanisme est fréquemment associé à la circulation de fluides hydrothermaux sursaturés en silice, qui dissolvent les carbonates tout en précipitant la silice ([Hesse, 1989](#)).
- La dolomitisation : processus par lequel le calcium est remplacé par le magnésium, affectant les calcaires pour former de la dolomie ([Bustillo et al., 2002](#)).
- L'ankéritisation : processus qui affecte les carbonates par l'apport de fer et de manganèse pour former de l'ankérite.
- La calcitisation : processus qui affecte les roches carbonatées lorsqu'elles entrent en contact avec des fluides acides. Cependant, les karsts peuvent être remplis par la calcite hydrothermale ([Corbella et al., 2004](#)).

I.5. Les altérations hydrothermales liées aux gisements périadiapiriques

I.5.1. En Amérique

En Amérique, les gisements polymétalliques associés aux formations de diapirs sont particulièrement abondants dans le golfe du Mexique, aux États-Unis. Ils sont classés comme des gisements de type Mississippi Valley MVT ([Hanna et Wolf, 1934](#) ; [Price et Kyle, 1983](#) ; [Posey et al., 1994](#)). Les altérations hydrothermales sont nettement observables dans ces gisements, caractérisées par des phénomènes de dolomitisation, de silicification, de dissolution et de bréchification. Cependant, cette minéralisation est encaissée dans les carbonates. En effet, dans la série carbonatée du groupe St. George de l'ouest de Terre-Neuve, l'altération est représentée par la dolomitisation hydrothermale. L'étude des inclusions fluides et les analyses de lixiviation de fluide total ont montré que les fluides responsables de la dolomitisation sont riches en Ca et Mg avec une salinité élevée, ce qui confirme l'origine hydrothermale ([Conliffe et al., 2010](#)).

Par ailleurs et selon [Lavoie et al. \(2005\)](#), les analyses d'inclusions fluides effectuées sur les réservoirs de dolomite (HTD) dans l'ouest du Canada montrent que les fluides minéralisateurs sont riches en $\text{MgCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-NaCl}$. Ces caractéristiques ont prouvé que la source du Mg est une saumure résiduelle post-évaporite ([Aulstead et Spencer, 1985](#) ; [Spencer, 1987](#) ; [Aulstead et al., 1988](#) ; [Morrow et al., 2001](#)).

Le Golfe du Mexique est une province sédimentaire marquée par le diapirisme salifère et le développement de dépôts carbonatés authigéniques en relation avec la circulation de saumures et d'hydrocarbures. L'étude pétrographique, minéralogique et isotopique menée par [Huang et al. \(2020\)](#) a mis en évidence la précipitation de calcites à faible teneur en magnésium dans ce contexte. Ces processus reflètent l'importance du diapirisme et des circulations de fluides dans la transformation et la formation des carbonates. Parmi les types d'altérations qui existent dans cette région :

- La carbonatation est un processus d'altération hydrothermale qui se manifeste par la formation ou la recristallisation de minéraux carbonatés, tels que la calcite, la dolomite ou l'ankérite. Un exemple typique est la calcitisation pseudomorphe de l'aragonite (Denison *et al.*, 1998).
- La dolomitisation est un processus d'altération hydrothermale caractérisé par le remplacement de la calcite ou de l'aragonite par de la dolomite. Elle se manifeste par un apport de magnésium (Mg^{2+}) à partir des fluides circulants et un relargage de calcium (Ca^{2+}) vers ces derniers. Les travaux de Land (1995) sur les saumures basinales de la Frio Formation (Oligocène, Texas) confirment ce mécanisme à travers un appauvrissement en Mg et un enrichissement en Ca, traduisant l'activité de la dolomitisation.

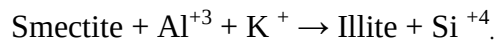
D'autres minéralisations périadiapiriques en Amérique repartissent dans la région de la côte du golfe au sud de l'Amérique du Nord, dans le bassin Paradox du Sud-Ouest des États-Unis et dans la région des Maritimes de l'Est du Canada. Dans les caprocks des dômes salins du Golfe du Mexique, l'interaction entre les hydrocarbures (en particulier le méthane) et les fluides riches en sulfates entraîne, par des mécanismes de réduction (souvent d'origine microbienne), la dissolution partielle de l'anhydrite et la précipitation de calcite, accompagnées de la formation de soufre natif (Feely & Kulp, 1957). Ce modèle géochimique s'inscrit dans le contexte structural décrit par Halbouty (1979), qui met en évidence les dynamiques des dômes salins, la genèse des caprocks et la circulation des fluides associés dans la région du Golfe. La réaction s'exprimée par :



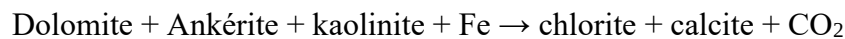
La région de Wilcox est située dans le sud-ouest du Texas et renferme des formations datant de l'Éocène inférieur. Les analyses effectuées à l'aide de la diffraction des rayons X, de

la microsonde électronique et de la pétrographie ont permis de distinguer différentes phases d'altération hydrothermale (Boles et Franks, 1979). Ces altérations sont marquées par :

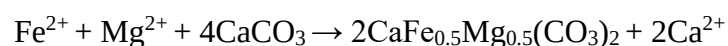
- Illitisation : processus de transformation de la smectite en illite, impliquant notamment une substitution partielle de l'aluminium par le silicium. La réaction d'illitisation, décrite par Hower *et al.* (1976), est la suivante :



- La chloritisation : correspond à la transformation hydrothermale des minéraux argileux (tels que la kaolinite) en chlorite, sous l'effet de fluides enrichis en Mg et Fe. Dans le modèle proposé par Muffler et White (1969) pour le champ géothermique de la Salton Sea, ce processus peut s'accompagner de la précipitation de carbonates (calcite, dolomite, ankérite) et de la libération de CO₂.



- L'ankéritisation : il s'agit de la transformation de la calcite en ankérite, accompagnée du départ de calcium et de magnésium, ainsi que de l'apport de manganèse. La réaction d'ankéritisation est formulée comme suit :



- La silicification : précipitation de quartz authigène (sous forme de surcroissances) dans les grès résulte de la libération de silice au cours de la transformation diagénétique des schistes.
- La dolomitisation : Il s'agit de la transformation de la calcite en dolomite par l'apport de magnésium (Mg) et le départ du calcium (Ca).

I.5.2. En Afrique du Nord

Les gisements de Pb-Zn-Cu-Ba-F liés aux zones de diapirs sont également reconnus en Afrique du Nord, plus précisément dans le Haut Atlas du Maroc, dans la partie centrale de la Tunisie et dans l'Atlas saharien en Algérie (Emberger, 1968 ; Rouvier *et al.*, 1985 ; Surour, 2024). Les altérations liées aux minéralisations périadiapiriques se répartissent de plus en plus en Amérique et en Afrique du Nord.

Dans les gisements de Pb Zn l'Atlas marocain, la série carbonatée du Mésozoïque a été affectée par des phénomènes de dolomitisation, de silicification et de karstification (Bouabdellah *et al.*, 2012, 2015 ; Bouabdellah et Sangster, 2016 ; Rddad et Bouhlel, 2016 ; Rddad *et al.*, 2018). Selon Auajjar et Boulègue (2002), les carbonates de la plate-forme liasique dans le district de Tazekka, au Maroc, subissent également un processus intense de dolomitisation et renferment des minéralisations polymétalliques.

I.5.3. Dans les confins algéro-tunisiens

La répartition des gisements de Pb-Zn-Ba dans les zones de diapirs en Tunisie et au Nord de l'Algérie est schématisée dans la Fig. 4.

En Tunisie, les gisements de Bou Grine et de Fedj El Adoum sont liés aux diapirs. La minéralisation Pb-Zn est souvent encaissée dans les calcaires argileux et les grès. Ces derniers sont datés de l'Aptien à l'Oligocène inférieur (Fig. 5). Deux principaux types de minéralisations ont été distingués (Rouvier *et al.*, 1985) :

1. Une minéralisation épigénétique peut remplir les cavités.
2. Une minéralisation syndiagénétique est hébergée dans les sédiments riches en matières organiques.

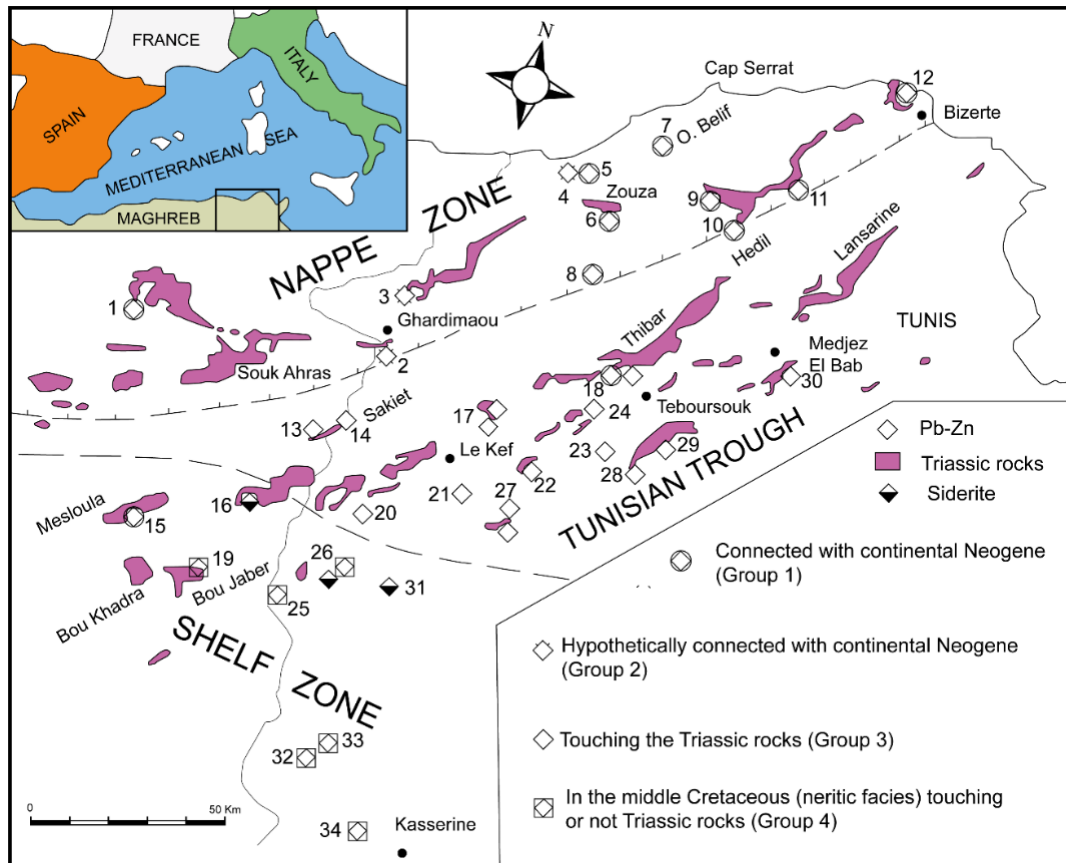


Fig. 4. Gisements de Pb-Zn et de Fe liés aux évaporites du Trias au nord de l'Afrique (Rouvier *et al.*, 1985, modifiée).

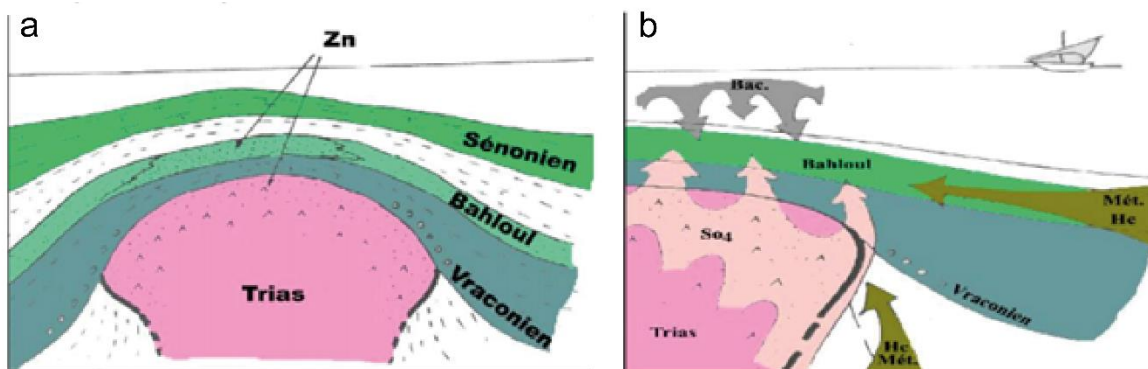


Fig. 5. Coupe schématique montre la relation entre les minéralisations de sulfures et le diapir (Perthuisot *et al.*, 1988). (a) la structure du gisement de Bougrine ; (b) Le système de circulation des fluides hydrothermaux.

Les études menées par [Amouri \(1986\)](#) sur les gisements du Djebel Lajred et du Djebel El Hamra en Tunisie centrale montrent que les minéralisations à Pb-Zn-Ba sont encaissées dans la série carbonatée de l'Aptien et recoupées par les formations évaporitiques du Trias. La composition minéralogique de cette minéralisation est souvent la barytine, la galène et la blende. Elle remplit les cavités karstiques et les fractures. Les altérations hydrothermales sont bien distinguées par [M'Rabet \(1981\)](#) et par [Amouri \(1986\)](#), comprenant la dolomitisation, la silicification et la karstification.

Le Djebel Boujaber se caractérise par une minéralisation dominée essentiellement par la barytine, la sphalérite, la galène et la fluorine. Les corps minéralisés s'y présentent sous trois formes principales : en amas, en remplissage de fractures, ou de manière diffuse dans les calcaires altérés ([Amouri, 1986](#)). Les formations aptiennes et albiennes sont représentées, de la base au sommet, par des alternances argilo-calcaires, argilo-carbonatées et gréseuses, ainsi que par des niveaux calcaires. Plusieurs études ont été menées sur le massif de Boujaber ([Amouri, 1986](#) ; [Amouri, 1989](#) ; [Salmi-Laouar et al., 2004](#) ; [Bouhlef et al., 2016](#)), montrant que ces formations ont subi diverses altérations hydrothermales, notamment la dolomitisation, l'ankéritisation, la silicification et la karstification.

En Algérie, les monts de Mellègue, objets de nombreuses études ([Aoudjehane et al., 1992](#) ; [Perthuisot et al., 1998](#) ; [Rouvier et al., 1998](#) ; [Salmi-Laouar et al., 2007](#) ; [Prochaska et al., 2007](#) ; [Sami et al., 2011](#) ; [Haddouche et al., 2016](#) ; [Laouar et al., 2016](#) ; [Bouzenoune, 2019](#)), se présentent par des formations allant du Trias jusqu'au Miocène. Les minéralisations polymétalliques à Pb-Zn-Ba sont situées dans les zones de diapirs, ou l'affleurement carbonaté enveloppe les formations évaporitiques du Trias. Ces dernières sont considérées d'une part comme un réservoir des minéralisations polymétalliques, d'autre part comme la source de la mise en place des minéralisations périadiapiriques à Pb-Zn-Fe-Ba ([Bouzenoune, 1993](#) ; [Salmi-Laouar et al., 2004](#)).

Dans le massif de Hameimat, les altérations hydrothermales sont représentées par les phénomènes de la dolomitisation intense des calcaires, et la silicification correspond à l'abondance du quartz ([Sami, 2011](#)).

Dans le massif de Mesloula, l'altération hydrothermale se traduit d'abord par la dolomitisation, qui résulte de la transformation des carbonates hôtes en dolomite I. Une deuxième phase de dolomitisation est accompagnée par des cristaux de dolomite II. Une phase ultérieure est la silicification, se manifestant par des minéraux quartz qui occupent les vides et les espaces interstitiels de la dolomite (Dol II) et de la calcite (Cal II). La calcitisation est également distinguée par des cristaux de calcite remplissant les vides et les fissures (Cal II) et (Cal III) ([Laouar et al., 2016](#)).

Au niveau du massif de M'khiriga, l'altération hydrothermale responsable de la mise en place des minéralisations polymétalliques est exprimée par plusieurs phases : La formation de dolomite par le processus de la dolomitisation avec quelques dépôts de pyrite et d'anhydrite, suivie par une deuxième phase épigénétique dans laquelle la dolomite (Dol I) se transforme en dolomite (Dol II) par dissolution et cristallisation. Cependant, la silicification se traduit par l'abondance du quartz, ainsi que la kaolinisation issue de la formation de la kaolinite ([Sami et al., 2011](#)).

Le Djebel Ouenza fait partie de l'Atlas saharien oriental de l'Algérie. Il est caractérisé par une minéralisation ferrière et polymétallique (Pb-Zn-Ba-F). Ce massif est contrôlé par une altération hydrothermale dans laquelle le quartz a été déposé par la silicification du quartz ([Sami, 2011](#)). La dolomitisation est également distinguée par la transformation des calcaires en dolomies.

CHAPITRE II

GEOLOGIE

II.1. Géologie régionale

L'Atlas saharien algérien fait partie du domaine autochtone externe, qui est délimité au Nord par le domaine tellien et au Sud par la plateforme saharienne. Il s'étend de la région Nord-Ouest de l'Algérie jusqu'aux confins algéro-tunisiens. L'accident majeur qui délimite l'Atlas saharien de la plateforme saharienne est l'Accident Sud Atlasique (ASA). En revanche, sa limite Nord est marquée par l'Accident Nord Atlasique, qui se distingue par une abondance de failles en échelon (ANA). La partie orientale de l'Atlas saharien est caractérisée par plusieurs chaînes de montagnes, notamment les monts des Ouled Naïl, les Zibans, les Aurès, les Nementchas et les monts de Mellègue (Herkat, 1999) (Fig. 6). La structure actuelle de l'Atlas saharien est le résultat de mouvements tectoniques complexes entre les plaques africaine et eurasienne (Harkat, 1999). Ces mouvements sont associés à des accidents tectoniques de la phase atlasique durant le Crétacé supérieur au Miocène, caractérisés par des plis, des failles et des chevauchements principalement orientés Nord Est-Sud Ouest (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Kazi-Tani, 1986 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2006).

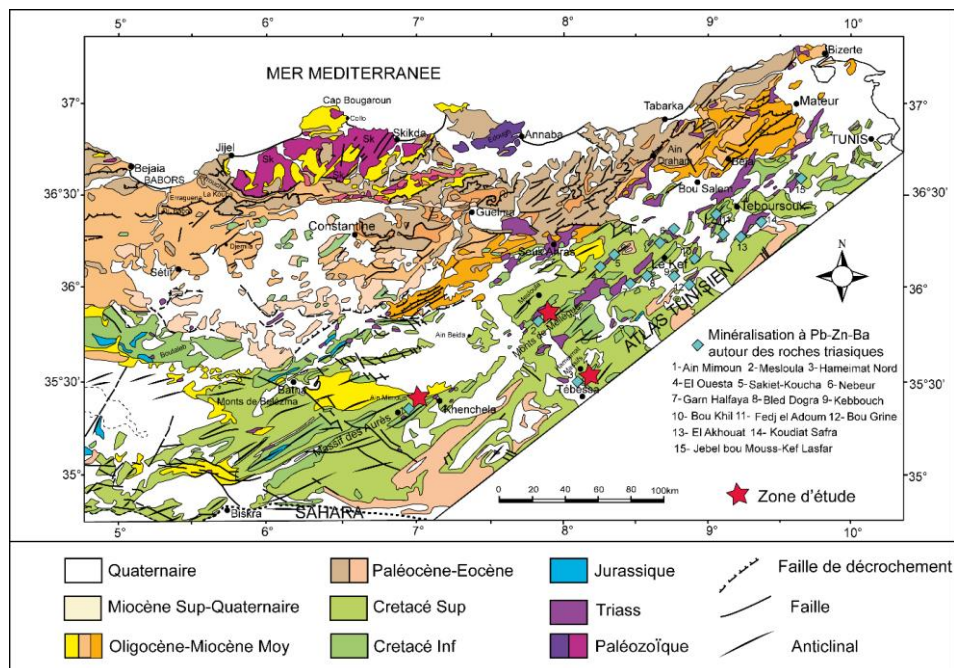


Fig. 6. Carte géologique du nord-est de l'Algérie et du nord de la Tunisie montrant l'emplacement des zones d'études dans l'Atlas du Sahara oriental (Wildi, 1983, modifiée).

II.2. Cadre géologique des Aurès

La région de Khenchela fait partie de l'extrême Est de la chaîne des Aurès. Elle s'étend du nord-ouest vers le sud-est, avec une partie nord-ouest où se développent les massifs de l'Iguedelane et de l'Ich Ali, le Djebel Bou Arif et le Djebel Amrane. La partie centrale est caractérisée par le Djebel Azreg, l'Ich Moul, Chelia et Khenchela. Enfin, la partie sud-est est formée par le massif de l'Ahmar Khaddou et du Toubount ([Herkat, 1999](#)).

II.2.1. La litho-stratigraphie

La chaîne des Aurès est composée de formations sédimentaires datant du Trias jusqu'au Quaternaire. Cette région a fait l'objet de plusieurs études géologiques classiques ([Laffite, 1939](#) ; [Bureau, 1972](#) ; [Guiraud, 1973](#) ; [Vila, 1980](#) ; [Kazi Tani, 1986](#) ; [Perthuisot *et al.*, 1988](#) ; [Guiraud, 1990](#)). De plus, des études sédimentologiques approfondies ont été réalisées ([Yahiaoui, 1990](#) ; [Herkat *et al.*, 1999-2006](#) ; [Piqué *et al.*, 2002](#) ; [Zedam, 2012](#)).

II.2.1.1. Le Trias

Dans la chaîne des Aurès, les affleurements triasiques représentent la formation la plus ancienne, caractérisée principalement par des marnes bariolées rouges, des argiles violettes et rouges, ainsi que des bancs de gypse et de dolomies noires. Bien que les épaisseurs ne soient pas précisément définies, elles peuvent atteindre, en certains endroits, des centaines de mètres ([Busson, 1974](#)). Les percements triasiques se concentrent dans plusieurs secteurs de l'Aurès, notamment El Outaya, Menaâ, Narah, Maafa, Médina, Khenchela, etc. (Fig. 6) ([Zedam, 2012](#)).

II.2.1.2. Le Jurassique

La série jurassique affleure le plus souvent au nord-est et au sud-ouest de la chaîne des Aurès. Elle est subdivisée en deux ensembles :

- ✚ L'ensemble inférieur se caractérise par des calcaires marneux, des dolomies et des brèches affleurant à l'est du village de Narah. Ces faciès sont surmontés par une couche

marneuse contenant des intercalations de bancs de calcaire marneux. L'épaisseur totale de l'ensemble atteint environ 400 mètres.

✚ L'ensemble supérieur se présente sous forme d'un faciès néritique, principalement composé de calcaires marneux, de calcaires et de dolomies. L'épaisseur de cet ensemble peut atteindre jusqu'à 300 mètres. La teneur en fossiles est relativement faible.

II.2.1.3. Le Crétacé

Le Crétacé présente deux faciès : un faciès détritique et marno-calcaire ([Laffite, 1939](#)). Il se divise en deux parties :

Le crétacé inférieur : se manifeste par des roches sédimentaires datées allant du Valanginien à l'Albien.

- **Le Valanginien** : cet étage n'affleure que dans l'anticlinal du Djebel Azreg. Il se compose, à sa base, d'un faciès marneux riche en fossiles pyriteux, surmonté par des calcaires à Ostracées et des grès. Vers le haut, il se manifeste par des niveaux de grès et des calcaires pisolithiques. Selon [Laffite \(1939\)](#), cette transition de faciès indique une diminution progressive de la profondeur.
- **L'Hauterivien** : il est rencontré dans l'anticlinal du Djebel Azreg sous forme d'une auréole régulière. Cet étage est constitué de calcaires gréseux, de calcaires pisolithiques à algues, de grès et de dolomies. L'épaisseur totale de cet étage peut atteindre environ 450 mètres.
- **Le Barrémien** : le Barrémien est largement représenté dans les anticlinaux du Djebel Azreg, de Chellia et de Khenchela. Il est constitué essentiellement de grès, de marnes et de quartzites avec des intercalations de calcaires et de dolomies, riches en foraminifères. L'épaisseur totale de cet étage est estimée à 250 à 400 mètres.
- **L'Aptien** : les formations aptiennes affleurent largement dans la partie orientale et centrale de la chaîne des Aurès, notamment au nord et au nord-est de l'anticlinal de Khenchela, au Djebel Aidel, au Djebel Chélia et dans la région de Batna (Fig. 6). Elles sont constituées de calcaires à Orbitolines,

de dolomies et de grès, avec des intercalations de marnes. L'épaisseur des formations aptiennes est d'environ 450 mètres.

- **L'Albien** : l'Albien affleure largement dans les Aurès. À la base, il se présente par une alternance de grès et de marnes avec des bancs minces de calcaires. Au-dessus, on trouve des calcaires à passage d'argiles bariolées et des grès rouges. Au sommet, il se manifeste par des calcaires subrécifaux à algues et Orbitolines. L'épaisseur totale varie de 450 à 500 mètres ([Zedam, 2012](#)).

Le Crétacé supérieur : le Crétacé supérieur s'étend sur une vaste superficie des Aurès, se manifestant de formations sédimentaires allant du cénomanien au sénonien.

- **Le Cénomanien** : le Cénomanien affleure pratiquement dans tous les anticlinaux de l'Aurès, notamment à l'est du Djebel Azreg et à Khenchela, sous forme d'une auréole entourant les formations sédimentaires du Crétacé inférieur ([Laffitte, 1939](#)). Il se compose d'une partie inférieure souvent marneuse et d'une partie supérieure marno-calcaire. L'épaisseur de cet étage est estimée à environ 1000 mètres. [Laffitte \(1939\)](#) a signalé l'absence du faciès détritique dans cet étage.
- **Turonien** : il est très répandu dans la chaîne des Aurès, en particulier au nord-ouest et au sud de l'anticlinal du Chellia. Deux types de formations ont été identifiés :
 - ✚ Les formations marno-calcaires : elles se trouvent au centre des Aurès et sont constituées de calcaires et de marno-calcaires. Leur épaisseur peut atteindre 300 mètres ([Laffitte, 1939](#)).
 - ✚ Les calcaires récifaux : ils se trouvent dans les périphéries de la chaîne des Aurès, principalement dans les régions de Batna, Biskra et Khenchela. Leur épaisseur peut varier de 100 à 300 mètres ([Laffitte, 1939](#)).
- **Le Sénonien** : cet étage affleure presque dans tous les synclinaux de l'Aurès. Il est composé de carbonates (calcaires massifs) surmontés par un faciès marneux et marno-calcaire, riche en fossiles, notamment en échinides, avec quelques niveaux à Tissotia

([Herkat, 1999](#)). L'épaisseur totale de cet étage peut dépasser les 2000 mètres ([Laffitte, 1939](#)).

II.2.1.4. Le Paléogène

Le Paléogène affleure au sud-est des Aurès le long des grands synclinaux et sur la zone de flexure saharienne ([Laffitte, 1939](#)). Il est constitué de marnes, de marno-calcaires et de calcaires, et on rencontre parfois des couches phosphatées et des gypses ([Laffitte, 1939](#)).

II.2.1.5. Le Néogène

Le Néogène se présente dans les périphéries du massif de l'Aurès sous forme de dépôts continentaux. Il est composé d'argiles rouges, surmontées de grès, de sables rouges et de conglomérats rouges (poudingues) vers le sommet. Ces poudingues témoignent d'une forte phase d'érosion due aux mouvements des reliefs ([Laffitte, 1939](#)).

II.2.1.6. Le Quaternaire

Le Quaternaire est principalement présent dans les zones périphériques de l'Aurès. Il est essentiellement constitué de blocs d'éboulis, dont certains peuvent atteindre une vingtaine de mètres de diamètre. On trouve également des terrasses développées le long des oueds, témoignant des différentes phases de creusement des vallées ([Laffitte, 1939](#)).

II.2.2. Tectonique des Aurès

Le massif de l'Aurès est situé dans la partie orientale de l'Atlas saharien. Il est caractérisé par la répartition des structures plissées, de direction atlasique N 60° ([Zedam, 2012](#)). Ces plissements subissent des accidents cassants, représentés par des failles directionnelles (NE-SW), des failles transversales (NW-SE) et des failles E-W (Fig. 7) ([Vila, 1980](#) ; [Vila et al., 1996](#) ; [Zedam, 1998](#) ; [Zedam et al., 2007](#) ; [Haddouche et al., 2010](#)). Le matériau triasique apparaît sous forme de pointements le long des structures plissées ([Lessard, 1955](#) ; [Perthuisot, 1994](#)).

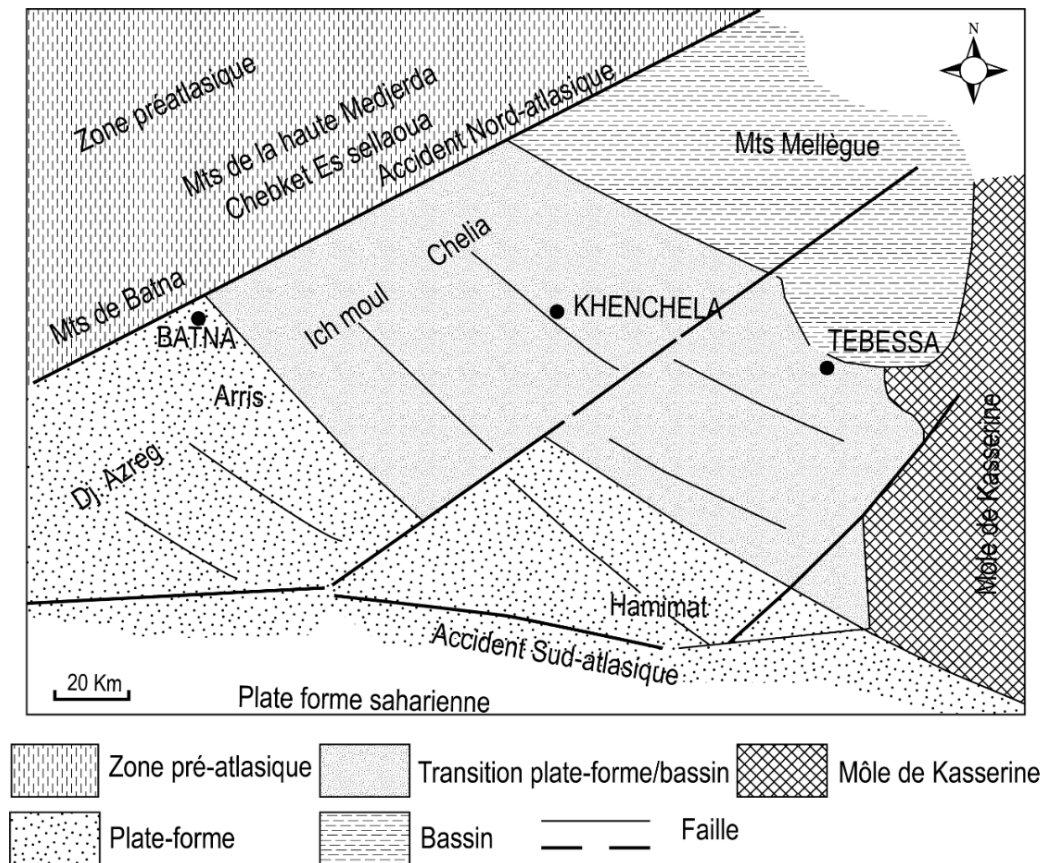


Fig. 7. Le bassin aurésien au Crétacé (Herkat et Delfaud, 2000, modifiée).

II.2.2.1. Les plissements

Ils affectent presque tout le massif de l'Aurès pendant le Lutétien et le Burdigalien. La première phase de la déformation plissée peut être amorcée à la fin de l'Éocène moyen et au début de l'Éocène supérieur, suivie par une phase de déformation majeure dite atlasique (Frizon de Lamotte *et al.*, 2006 ; Guiraud, 1998 ; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006). La deuxième phase de déformation a été produite pendant la période post-burdigalienne (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1990 ; Perthuisot, 1994). Selon Laffitte (1939), les structures plissées dans le massif de l'Aurès peuvent être le résultat de plusieurs phases successives :

- La phase anté – burdigalienne.
- La phase post– burdigalienne.
- Les mouvements quaternaires et actuels.
- Les accidents transversaux.

II.2.2.2. Les accidents cassants

La chaîne de l'Aurès est affectée par un réseau de failles intenses. Ces failles sont orientées nord est-sud ouest, nord ouest-sud est et est-ouest.

✚ **Les failles NE-SW (N 40°-50° E) :** sont apparues principalement dans le Djebel Azreg et le Djebel Khenchela, généralement dans les formations du Jurassique et du Crétacé ([Harkat et Delfaud, 1999](#)). Elles sont recoupées par des failles de direction nord ouest-sud est et est-ouest et sont accompagnées par des affleurements triasiques ([Haddouche, 2010 ; Haddouche et al., 2010](#)).

✚ **Les failles NW-SE (N120°-140° E) :** sont très répandues au nord de l'Aurès, dans la région d'Ichmoul et de Khenchela, dans lesquelles les failles transversales présentent un style tectonique en décrochement dextre ([Yahiaoui, 1990](#)).

✚ **Les failles E-W :** sont également très fréquentes dans plusieurs endroits du massif de l'Aurès ([Harkat, 1999](#)). Au niveau du flanc sud de l'anticlinal d'Ich-Ali, les failles de direction est-ouest sont bien visibles entre les formations cénomaniennes et turoniennes ([Bureau, 1972](#)).

II.2.2.3. Diapirisme

Les dépôts triasiques se manifestent faiblement dans les Aurès, contrairement à la région de Mellègue où ces mêmes formations sont largement exposées. Ces affleurements traversent une épaisse couverture crétacée sous forme de percements diapiriques ([Lessard, 1955 ; Perthuisot, 1994](#)). Le matériau triasique a été déposé pendant l'Éocène et le Néogène ([Laffitte, 1939 ; Perthuisot, 1994](#)). Dans la région de Khenchela, les diapirs triasiques sont principalement localisés au Djebel Aidel (nord-est), au Djebel Krouma–Knif (est et nord-est), et à Tazougert (sud-ouest). Ils affleurent de façon variable et sont en contact anormal avec les formations crétacées sus-jacentes, jouant un rôle majeur dans la structuration plissée de la région ([Zedam, 2012](#)).

II.3. Cadre géologique des monts de Mellègue

Les monts de Mellègue sont constitués de formations sédimentaires, généralement datées du Trias au Priabonien (Vila, 1980) (Fig. 8). Dubourdieu (1956) a signalé l'absence de formations sédimentaires du Jurassique. Selon Beghoul (1974), cette lacune sédimentaire est due à l'épaisse série de l'Aptien sous l'effet de la subsidence.

II.3.1. Litho-stratigraphie

La série sédimentaire des monts de Mellègue a été l'objet de plusieurs études classiques (Laffite, 1939 ; David, 1956 ; Dubourdieu, 1956-1959 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980 ; Kazi Tani, 1986 ; Othmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993 et Salmi-Laouar, 2004). Les formations rencontrées sont presque similaires à celles de l'Aurès, datées du Trias au Quaternaire (Figs. 8 et 9). Elles présentent une continuité des faciès de l'Aurès vers les confins algéro-tunisiens.

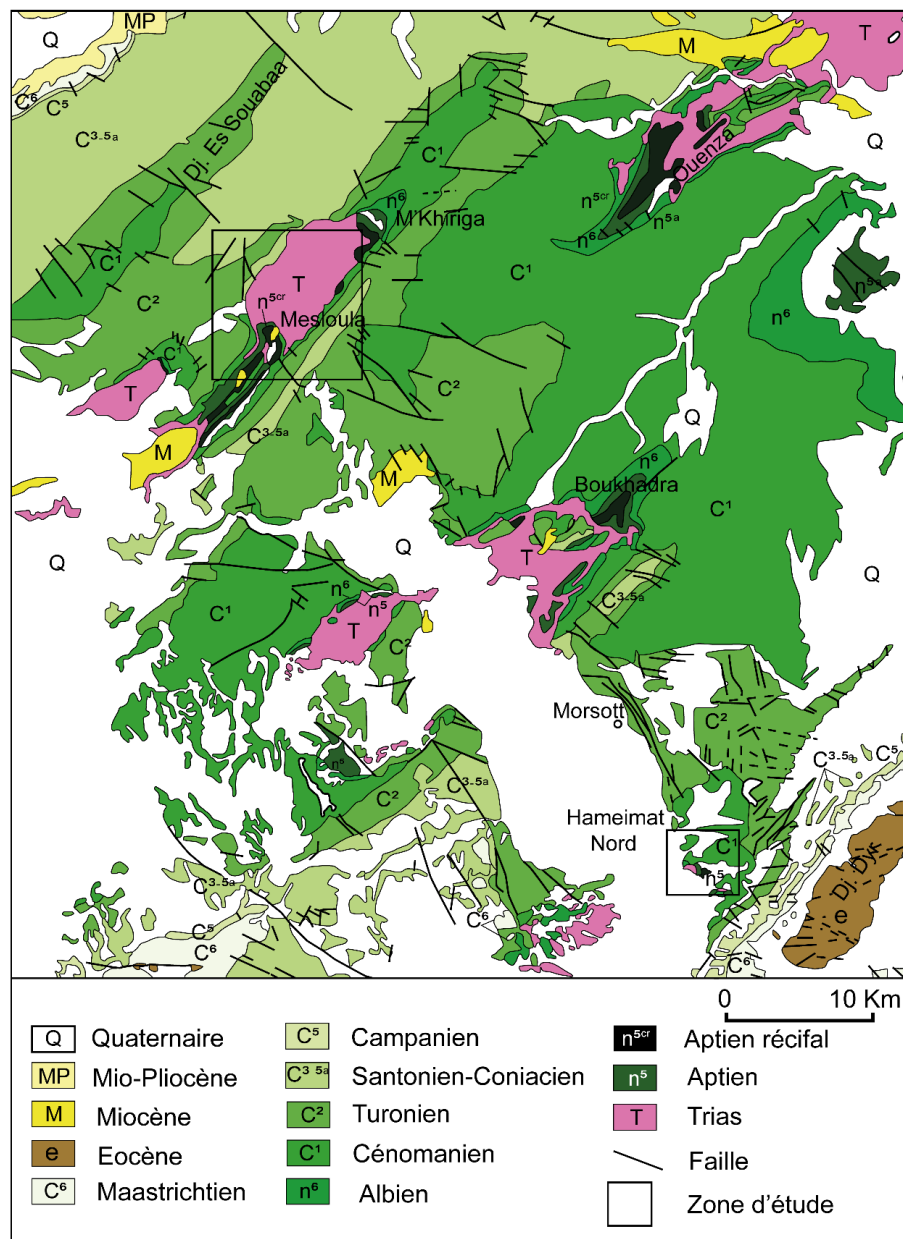


Fig. 8. Extrait des cartes géologiques au 1/50 000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza, illustrant la géologie des confins algéro-tunisiens (Sami, 2011, modifiée).

II.3.1.1. Le Trias

Les formations triasiques affleurent dans la région de l'Atlas saharien, notamment dans les anticlinaux de Mesloulia, de Hameimat, de Ouenza et de Boukhadra. Le Trias se manifeste par le même faciès que dans les Aurès (Dubourdiou, 1956). Il est représenté essentiellement par des marnes bariolées à gypse, des dolomies, des calcaires dolomitiques et des grès.

II.3.1.2. Le Crétacé

Le Crétacé inférieur : les formations du Crétacé inférieur se présentent par la continuité des formations de l'Aurès. Elles sont représentées par le Barrémien, l'Aptien et l'Albien.

- **Le Barrémien** : les formations barrémiennes sont considérées comme les plus anciennes roches crétacées de l'Atlas saharien oriental. Elles se manifestent par des marnes grises ou jaunes à ammonites pyriteuses, surmontées par des intercalations marno-calcaires avec de minces passées de calcaires noduleux gris clair. Leur épaisseur varie entre 200 et 250 mètres ([Dubourdieu, 1956](#)).
- **L'Aptien** : l'Aptien est largement présent dans toute la partie orientale de l'Atlas saharien, notamment à Ouenza, Mesloul, Hameimat, etc. Les formations à la base de cet étage se composent de marnes argileuses avec des intercalations de marnes, de grès et de calcaires. Vers le sommet, le faciès devient de plus en plus carbonaté, caractérisé par des calcaires à bioclastes et à intraclastes. Au sommet de l'Aptien, les formations clansayésiennes se distinguent par des marnes grises à gris-jaunes avec des intercalations de calcaires. L'épaisseur totale atteint environ 800 mètres ([Dubourdieu, 1956](#)). Les roches aptiennes recouvrent les diapirs du Trias ([Vila, 1980](#)), formant un contact anormal. Ces diapirs, provoquent le redressement et le renversement de ces formations aptiennes.
- **L'Albien** : la série albienne montre une épaisseur totale pouvant atteindre 600 mètres. [Dubourdieu \(1956\)](#) a signalé une lacune sédimentaire (arrêt de sédimentation) dans la région de Morsott, où les formations du Vraconien reposent directement sur les calcaires de l'Aptien. L'Albien supérieur est marqué par des marnes et des marnes argileuses avec des intercalations de calcaires argileux et d'argilites. L'épaisseur est estimée à environ 600 mètres.

Le Crétacé supérieur : est daté allant du Cénomaniens au Maastrichtien.

- **Le Cénomanién** : la série cénomaniénne se manifeste essentiellement par des marnes argileuses grises-verdâtres avec des intercalations de calcaires argileux. La puissance de la série cénomaniénne peut atteindre 1000 mètres. Localement, dans la région de Morsott, l'épaisseur diminue jusqu'à 600 mètres ([Fleury, 1969](#)). Le continu fossilifère est marqué par des ammonites, des lamellibranches et des gastéropodes ([Mendir, 2019](#)).
- **Le Turonien** : les affleurements turoniens sont abondants dans cette région. Ils se caractérisent par un faciès carbonaté, principalement constitué de bancs de calcaires marneux et de marnes argileuses contenant des fossiles ([Dubourdieu, 1956, 1959](#)). L'épaisseur peut atteindre environ 250 mètres à certains endroits.
- **Le Coniacien – Santonien** : l'ensemble Coniacien – Santonien est caractérisé par des marnes argileuses de teintes gris verdâtre et gris bleuâtre. Leur épaisseur peut varier de 500 à 600 mètres à Boukhadra ([Dubourdieu, 1956](#)).
- **Le Campanien** : le Campanien se manifeste à la base des marnes argileuses gris foncé. Dans la partie moyenne et supérieure de cet étage, se développent des calcaires blancs avec des intercalations de niveaux marneux. L'épaisseur totale peut atteindre 600 mètres.
- **Le Maestrichtien** : Il se présente des calcaires gris clair, des calcaires crayeux et des marnes argileuses, avec des intercalations d'argiles vers le sommet. Son épaisseur est d'environ 300 mètres.

II.3.1.3. Le Paléogène

La série sédimentaire de l'Éocène, rencontrée dans le nord des monts de Mellègue (notamment à Taoura et Sidi Ben Jenoua), est constituée d'une puissante formation de calcaires marneux à *Nummulites* et de niveaux phosphatés, avec des intercalations de silex. Son épaisseur peut atteindre environ 200 mètres ([David, 1956](#)).

II.3.1.4. Le Néogène

Les formations néogènes sont représentées par le Miocène et le Pliocène. Elles se manifestent dans la région de Mesloul, au nord-ouest de Ouenza, par des conglomérats de dimensions variées dans un ciment carbonaté, ainsi que par des calcaires, des grès et des argiles. Les dépôts marins transgressifs du Miocène reposent en discordance sur les formations du Crétacé. Leur épaisseur varie entre 100 et 200 mètres.

II.3.1.5. Le Quaternaire

Dans les monts de Mellègue, le Quaternaire se caractérise par des dépôts clastiques d'origine continentale, dont l'épaisseur ne dépasse pas 100 mètres.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30 m	Dépôts clastiques d'origine continentale.
	Paléo Néogène		⑤ 10-150 m	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.
			200 m	Calcaires mameux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.
	SUPERIEUR		250-300 m	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			500-600 m	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
			500-600 m	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			④ 180-250 m	Calcaires en bancs, partiellement mameux à teinte noire et gris-foncée.
			③ 900-1000 m	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires mameux.
			② 500-600 m	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argiles.
			480-600 m	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec des minces intercalations de calcaires argileux.
	INFÉRIEUR		100-200 m	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			① 300-600 m	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaire organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
			< 250 m	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloul).
	Jurassique		< 700 m	Formations marno-gypsifères avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitiques.
	Trias		< 700 m	Formations marno-gypsifères avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitiques.

Fig. 9. Colonne stratigraphique synthétique des monts de Mellègue (d'après Sami, 2004) colonne de synthèse réalisées sur la base des travaux de Dubourdieu, 1956 ; 1959 ; David, 1956 ; Fleury, 1969 ; Thibieroz et Madre, 1976 ; Otmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993).

II.3.2. La tectonique des monts de Mellègue

La structure de l'Atlas saharien oriental fait partie du domaine atlasique. La tectonique des monts de Mellègue ressemble à celle de l'Aurès. Elle se caractérise généralement par des zones de plissement orientées nord est–sud ouest, typiques de la direction atlasique, par des accidents cassants de direction nord ouest–sud est et est–ouest, ainsi que par la présence de fossés d'effondrement et de diapirs alignés selon la même orientation atlasique (Dubourdieu, 1956 ; Vila, 1980) (Fig. 10).

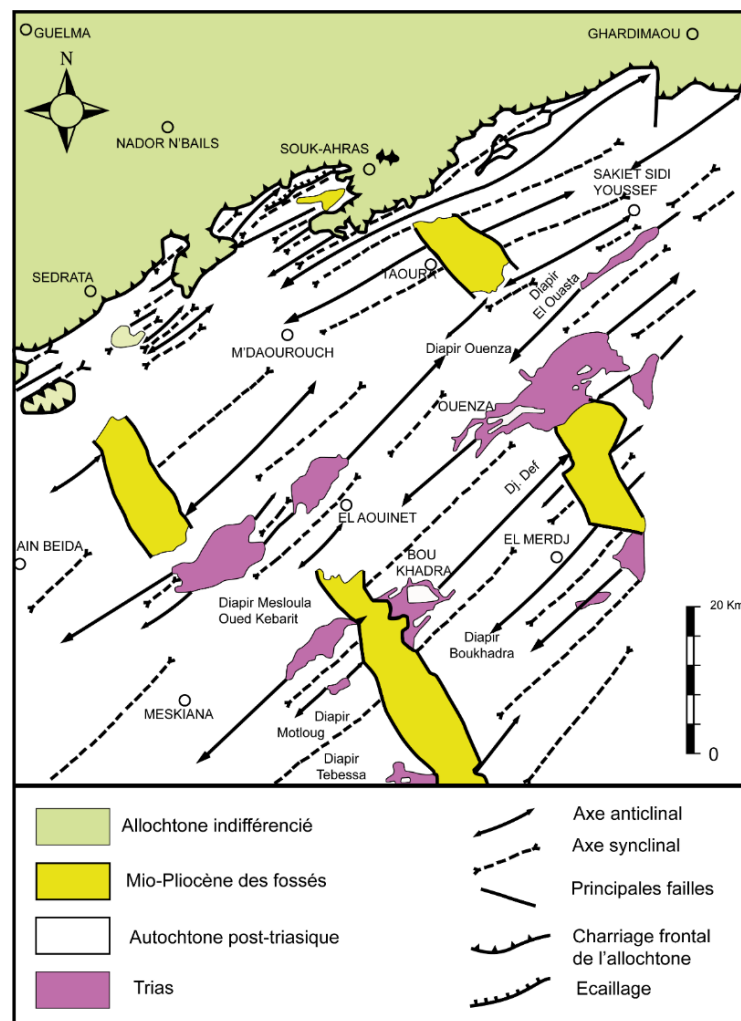


Fig. 10. Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (Vila, 1980, modifiée).

II.3.2.1. Les plissements

La zone des diapirs est contrôlée par une phase tectonique distensive récente, affectant une structure en plis orientés selon une direction atlasique nord-est–sud-ouest (Dubourdieu, 1956 ; Vila, 1980). Le Miocène repose en discordance sur les formations crétacées, ce qui

permet de considérer ces plissements comme étant antérieurs au Miocène, donc d'âge anti-miocène ([Dubourdieu et Durozoy, 1950](#)). Il s'agit principalement d'anticlinaux à cœur triasique, tels que ceux de Ouenza, Boukhadra, Mesloul, Hameimat et Boujaber, ainsi que de plis synclinaux dont le cœur est formé de calcaires éocènes (Aïn Chénia, Dyr et Kouif).

II.3.2.2. Les accidents cassants

Par ailleurs, l'Atlas saharien oriental est affecté par des failles d'orientation nord-ouest–sud-est et est–ouest, également datées d'anti-miocène. Ces structures sont particulièrement bien représentées au nord-est de Ouenza et au sud de Tébessa ([Dubourdieu et Durozoy, 1950](#)).

II.3.2.3. Les fossés d'effondrement

Les fossés d'effondrement sont localisés dans la partie orientale des monts de Mellègue, et présentent généralement des orientations est–ouest et nord-ouest–sud-est ([Dubourdieu, 1956](#)). Ils s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres et sont associés à l'ascension de matériaux triasiques, étant traversés par un réseau de failles normales. [Dubourdieu et Durozoy \(1950\)](#) ont signalé que les fossés d'Oulad Bou Rhanem, du Djebel Ouenza et celui de Tébessa sont liés à la phase tectonique post-miocène. Ils sont remplis de dépôts plio-quaternaires, atteignant par endroit une épaisseur de 170 mètres ([Kechiched, 2017](#)).

II.3.2.4. Diapirisme

Les formations triasiques affleurent fréquemment dans les monts de Mellègue. Elles sont essentiellement constituées de marnes gypsifères, d'argiles et de dolomies, mises en place sous forme de structures diapiriques, en raison d'un mouvement halocinétique qui a débuté au Jurassique-Crétacé et se poursuit jusqu'au Quaternaire ([Dubourdieu, 1956](#) ; [Rouvier et al., 1985](#) ; [Bouzenoune et al., 1995](#) ; [Perthuisot et al., 1998](#) ; [Tanfous-Amri et al., 2005](#) ; [Azaiez et al., 2008](#) ; [Kowalski et Hamimed, 2000](#)). Deux principaux modèles ont été proposés pour décrire la mise en place des matériaux triasiques. Certains auteurs ont considéré ces affleurements

triasiques comme étant des diapirs (Rouvier *et al.*, 1985 ; Perthuisot *et al.*, 1998 ; Salmi-Laouar *et al.*, 2004), tandis que (Vila, 1994 ; Vila *et al.*, 1994 ; Vila *et al.*, 1996 ; Vila, 2001) ont proposé la théorie du « glacier de sel sous-marin » (Fig. 11).

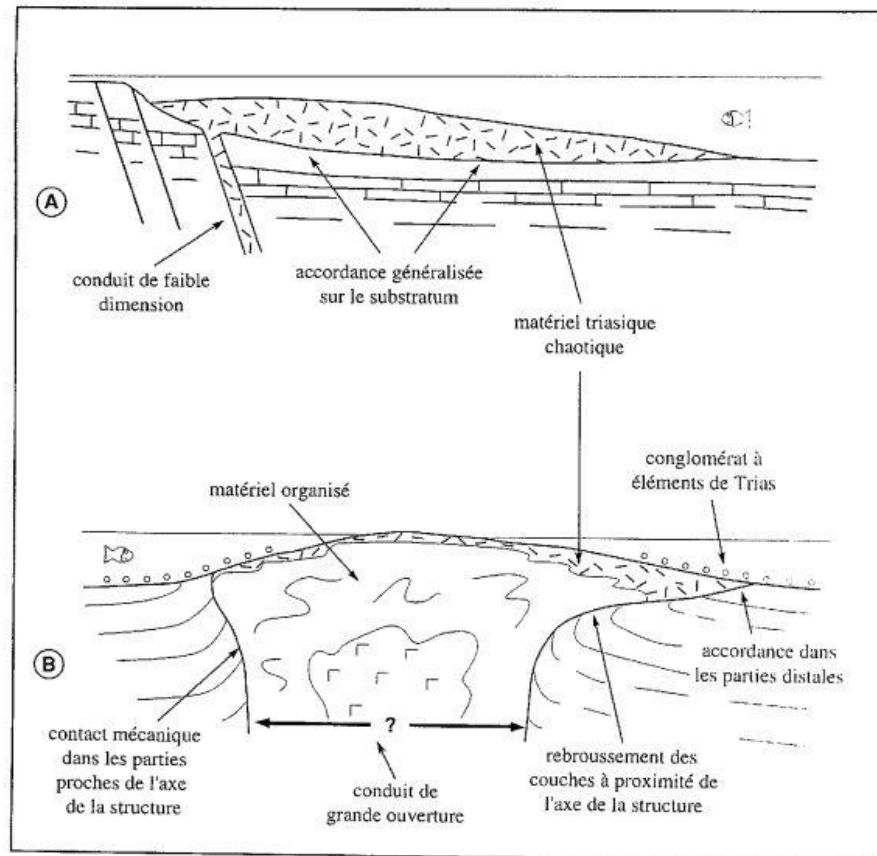


Fig. 11. Schémas montrant les deux modèles de la mise en place des matériaux triasiques au cours de l'Albien (Perthuisot *et al.*, 1998). (A) Théorie de glacier de sel sous-marin (Vila *et al.*, 1994) ; (B) Modèle de diapirs (Perthuisot *et al.*, 1998).

Avant l'Aptien et le Vraconien, plusieurs structures diapiriques ont été observées au sein des calcaires de l'Aptien, notamment dans la région d'El Ouenza, au Djebel Boukhadra, au nord du Djebel Mesloul, ainsi qu'au Djebel M'Zouzia (Thibiéroz et Madre, 1976 ; Nedjari-Bel-Lahsene et Nedjari, 1984 ; Dubourdieu, 1959 ; Othmanine, 1987). Au Sénonien, des galets triasiques ont été repérés dans les calcaires, plus précisément au sud de la région de Khenchela (Lessard, 1955 ; Camoins *et al.*, 1990). Au Miocène, des galets triasiques ont également été

signalés dans les formations sédimentaires de Boukhadra et de Mesloul (Thibiéroz et Madre, 1976).

II.4. Paléogéographie

Les Aurès et les monts de Mellègue, appartenant à l'Atlas saharien oriental (domaine atlasique). La reconstitution paléogéographique de ce domaine atlasique est étroitement liée aux interactions entre les environnements de dépôt et la tectonique au cours de Méso-Cénozoïque (Kechiched, 2017). Au cours du Mésozoïque, l'Atlas saharien oriental (Aurès et monts de Mellègue) s'est positionné sur la marge méridionale de la Téthys alpine, où il a constitué une vaste plateforme carbonatée épicontinentale développée en bordure du craton saharien (Busson, 1970 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000).

Durant le Jurassique et le Barrémien, les Aurès et les monts de Mellègue présentent des évolutions paléogéographiques distinctes (Yahiaoui, 1990 ; Harkat, 1999 ; Kechiched, 2017). Les Aurès étaient occupées par une plateforme carbonatée peu profonde avec des hauts structuraux hérités, tandis que les séries Jurassique sont absentes aux monts de Mellègue. Beghoul (1974) attribue l'absence du Jurassique aux monts de Mellègue à des mouvements diapiriques anté-Aptien qui ont bombé la région, perturbé la sédimentation et favorisé la migration des évaporites, limitant le dépôt des séries jurassiques. Sur ces zones élevées, seules des séries néritiques réduites se déposent, alors qu'aux bordures, les séries subsidentes font la transition vers des dépôts plus épais marneux (Othmanine, 1987). Pendant le Barrémien, les deux régions présentent des environnements carbonatés peu profonds, mais la subsidence plus marquée aux monts de Mellègue favorise la variabilité latérale des faciès.

Durant l'Aptien, la sédimentation dans l'Atlas saharien oriental s'effectue dans un contexte de plateforme carbonatée peu profonde, avec des eaux chaudes et à énergie variable (Harkat, 1999 ; Yahiaoui, 1990 ; Kechiched, 2017). Les dépôts sont dominés par des calcaires de plateforme interne, des dolomies, des faciès lagunaires restreints et des niveaux

bioclastiques, accompagnés par la mise en place de récifs sur des rides allongées (Dubourdieu, 1956). À l'Aptien supérieur, les monts de Mellègue présentent des plates-formes isolées contrôlées par des diapirs, séparant des domaines profonds, avec une sédimentation influencée par la subsidence et le rifting, annonçant la régression de fin d'Aptien (Dubourdieu, 1956 ; Salmi-Laouar, 2004).

À l'Albien, la paléogéographie de l'Atlas saharien oriental devient plus différenciée (Herakat, 1999) : les Aurès conservent des domaines de plateforme interne. Vers les monts de Mellègue, l'Albien montre un approfondissement progressif du bassin vers le NE, avec des faciès ouverts et une faune benthique en eaux peu profondes, accompagnés d'une phase transgressive en fin d'Albien moyen (Amouri, 1986 ; Chevenine *et al.*, 1989). Pendant l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par des structures triasiques, entraînant le redressement des couches et une complexité structurale, généralement scellée par le Vraconien (Othmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993).

Au Cénomaniens, les Aurès étaient occupées par un bassin ouvert vers la Téthys au Nord Est et à l'Est, avec une sédimentation marno-calcaires épaisse au centre et réduite au SW, ponctuée par des mouvements tectoniques synsédimentaires (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Kazi-Tani, 1986). Dans les monts de Mellègue, la sédimentation s'est déposée en milieu abyssal profond, avec fractures indiquant un raccourcissement structural NE–SW (Salmi-Laouar, 2004 ; Othmanine, 1987).

Au Turonien, les Aurès présentent un domaine bassin avec migration du centre vers le NE, des dépôts marneux dominants et des calcaires récifaux ponctuels sur les hauts-fonds, tandis que la structuration en blocs basculés persiste (Laffitte, 1939 ; Bureau, 1986 ; Kazi-Tani, 1986). Dans les monts de Mellègue, le Turonien évolue d'une mer chaude peu profonde à une mer plus profonde, avec des carbonates néritiques puis une accumulation marneuse jusqu'au Campanien (Dubourdieu, 1956).

Au Campanien supérieur-Maastrichtien, l'Atlas saharien oriental montre une organisation paléogéographique contrastée. Alors que les Aurès correspondent globalement à un domaine marin externe subsident dominé par des dépôts marneux, certains secteurs des monts de Mellègue enregistrent des conditions néritiques de mer chaude peu profonde, marquées par la prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux (Chevenine *et al.*, 1989).

La transition Crétacé-Paléogène s'effectue généralement sans rupture sédimentaire majeure, mais avec une évolution progressive des environnements de dépôt. La sédimentation reste globalement marneuse à marno-calcaire dans un domaine marin encore ouvert, bien que des variations d'épaisseur et de faciès traduisent une compartimentation croissante des bassins (Dubourdieu, 1956 ; Othmanine, 1987 ; Yahiaoui, 1990 ; Harkat, 1999). Le Paléocène supérieur-Yprésien est marqué par des dépôts phosphatés d'intérêt économique, notamment au Djebel Onk et dans le bassin de Gafsa-Métlaoui.

Vers le Miocène, l'Atlas saharien oriental (Aurès et monts de Mellègue) enregistre une intensification de la tectonique atlasique liée au régime compressif alpin. Cette phase se traduit par le soulèvement progressif des structures, la régression généralisée de la mer et la disparition progressive des environnements marins. La sédimentation devient essentiellement continentale à détritique, contrôlée par la structuration en plis et en accidents hérités et réactivés. Dans les monts de Mellègue, les mouvements diapiriques triasiques continuent de jouer un rôle important dans la compartimentation structurale. Cette évolution marque la mise en place du relief atlasique actuel (Harkat, 1999 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000).

II.5. Géologie locale

L'étude porte principalement sur les indices de minéralisation dans la région d'Ain Mimoun (Khenchela) et Mesloul et Hameimat (Tébessa) appartenant à l'Atlas saharien oriental. Ces indices sont le plus souvent encaissés dans des calcaires, des dolomies, des

calcaires dolomitiques et des grès d'âge Aptien et Albien, en contact de la formation diapirique triasique.

II.5.1. Secteur d'Ain Mimoun

Il est situé dans la partie centrale du flanc nord de l'anticlinal de Khenchela, à l'extrême est de la chaîne des Aurès. Cette structure anticlinale s'étend sur environ 50 km dans une direction nord est-sud ouest et a une largeur de quelques dizaines de kilomètres. Plusieurs études géologiques ont été menées sur le gisement de barytine d'Ain Mimoun, notamment [Zedam \(1998, 2012\)](#), [Zedam et al. \(2007, 2022\)](#), [Haddouche et al. \(2010\)](#) et [Ysbaa et al. \(2021\)](#). Ce secteur est caractérisé par des sédiments évaporitiques du Trias, la formation la plus ancienne de la région. Les formations sédimentaires du Crétacé, s'étendant du Barrémien au Cénomaniens (Fig. 12). Les dépôts continentaux transgressifs du Miocène surmontent en discordance ces formations crétacées ([Zedam et al., 2007](#)).

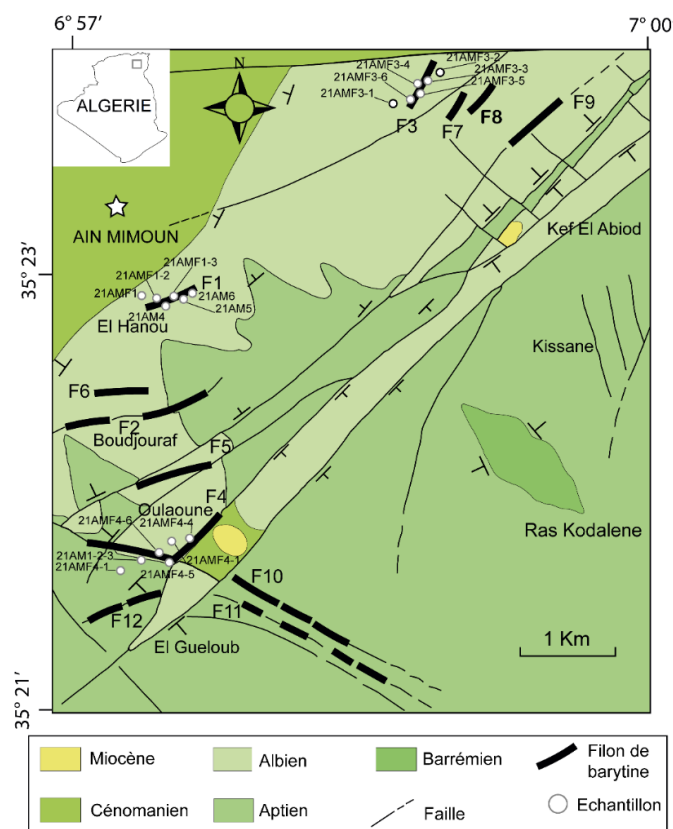


Fig. 12. Carte géologique de gisement de barytine d'Ain Mimoun montre la position des échantillons prélevés ([Zedam et al., 2022](#), modifiée).

II.5.1.1. Description lithostratigraphique

Les roches hôtes de la barytine et de la minéralisation sulfurée associée sont les calcaires d'âge Aptien et Albien (Fig. 13). Les résultats de [Zedam \(2012\)](#) et [Laffitte \(1939\)](#) détaillent la description lithologique de ces formations. Ainsi :

➤ **L'Aptien**

✚ **L'Aptien inférieur** est principalement composé de grès et de marnes grises, avec des intercalations de biomicrite. Ces marnes sont très riches en fossiles tels que les Ostracées, Brachiopodes et Céphalopodes (*Ostrea latissima* D'ORB., *Nennea* sp., *Epiaster* cf. *restrictus* GAUTHIER, et *Rhynchonella parvirostris* SOW).

✚ **L'Aptien moyen** est caractérisé par un faciès sub-récifal, composé principalement de calcaires gris-bleutés oolithiques à Orbitolines et à Rudistes, avec des intercalations marneuses. Ces calcaires sont surmontés par des bancs massifs de dolomies ([Laffitte, 1939](#) ; [Zedam, 1998](#)).

✚ **L'Aptien supérieur** se manifeste par des grès quartzeux, des niveaux marneux épais de 20 m avec des intercalations de marno-calcaires riche en échinides, notamment en *Heteraster tissoti*. Le Clansayésien est caractérisé par des grès avec des intercalations d'argiles et de marnes, ainsi que par une microfaune de type *Ticinella roberti* et *Ticinella* sp. ([Laffitte, 1939](#) ; [Guiraud, 1990](#)).

➤ **L'Albien** débute par une alternance entre des grès blancs à ciment carbonaté et des biomicrites à toit noduleux, surmontés par une succession de marnes grises-beiges à biomicrites lumachelliques, de grès blancs fins ferrugineux et azoïques en bancs décimétriques, ainsi que de biointramicrites gréseuses ([Laffitte, 1939](#)). Au sommet, des argiles grises-verdâtres silteuses alternent avec des bancs décimétriques de grès fins à ciment argileux. L'épaisseur de cet étage varie de 250 à 300 mètres ([Laffitte, 1939](#)).

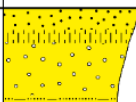
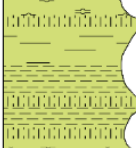
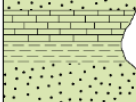
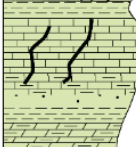
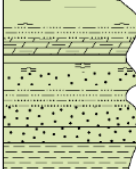
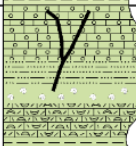
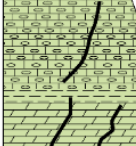
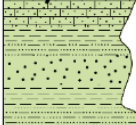
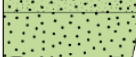
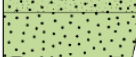
Système	Etage	Lithologie	Description	Epaisseur (m)
Neogène	Miocène		Argiles silteuses rouges d'origine continentale surmontées de graviers, de calcaire et de grès	>60
Cretacé	Cénomanien		Marnes alternant avec des rares niveaux de biomicrites argileuses, surmontées de marnes noires et de micrites contenant des fragments de lamellibranches et de gastéropodes	80
	Albien		Alternance de grès et de biointra-micrite avec des argiles bitumineuses	260
			Alternance de marnes et de grès avec des biointra-micrites	
			Argiles silteuses et grès à ciment argilo-carbonaté	
	Aptien	   	Marnes grises sableuses avec des intercalations de biomicrites Calcaires à orbitoline et dolomies massives avec des bancs de calcaire et de marne Niveaux de dolomie massive avec intercalations de calcaire marneux Filon de barytine	210
	Barré-mien		Grès grossiers non fossilifères	>40
Trias			Marnes gypseuses à dolomie, calcaire et grès, avec fragments clastiques	

Fig. 13. Colonne litho stratigraphique montre les formations de l'Aptien et de l'Albien d'Ain Mimoun, siège de la minéralisation de barytine (Zedam *et al.*, 2022, modifiée).

II.5.1.2. Cadre structural

Sur le plan structural, le gisement de barytine d'Ain Mimoun est situé au sein de l'anticlinal de Khenchela, qui se trouve à l'extrême est de la chaîne des Aurès. Cet anticlinal se présente sous la forme d'un pli coffré (Fig. 14). Le champ minier de barytine est caractérisé par un réseau dense et désorganisé de failles, principalement en décrochement ou en mouvement

combiné (Guiraud, 1990 ; Zedam *et al.*, 2007). L'anticlinal de Khenchela subit un abaissement d'axe qui entraîne la disparition des formations du Crétacé inférieur. En effet, l'effet des failles longitudinales sur le flanc nord de l'anticlinal explique la disparition de ces formations du Crétacé (Zedam *et al.*, 2007).

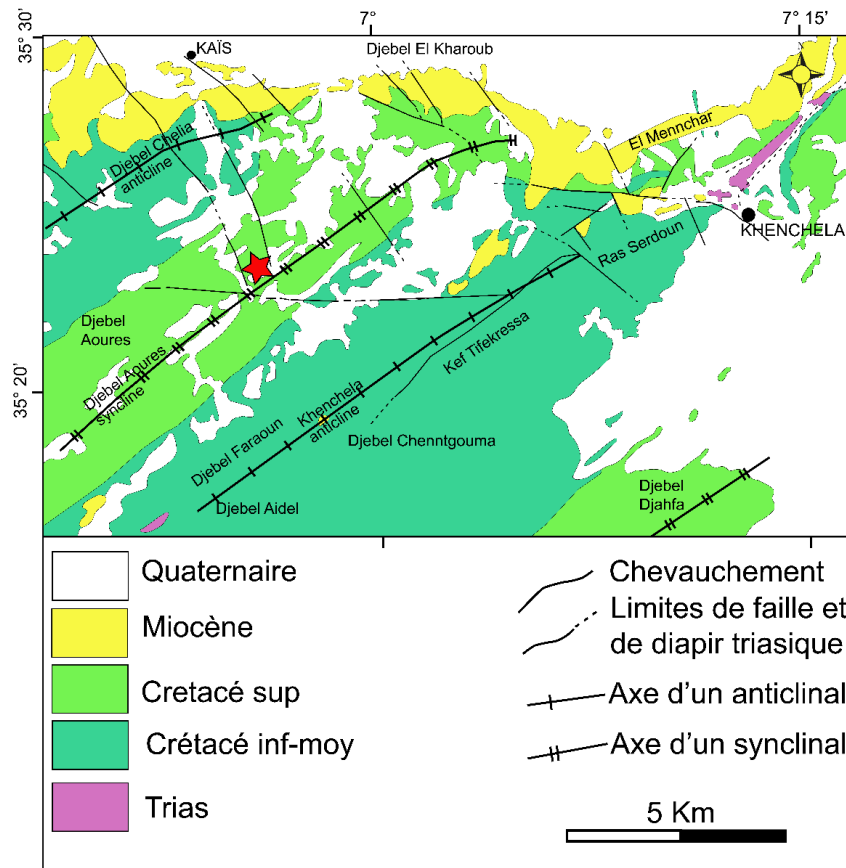


Fig. 14. Carte géologique montrant la stratigraphie de l'anticlinal de Khenchela (Zedam *et al.*, 2022, modifiée).

Dans l'anticlinal de Khenchela, où est situé le gisement de barytine d'Ain Mimoun, les diapirs peuvent également être responsables à la formation de failles (Fig. 15) et de plis dans les formations sédimentaires du Crétacé (Perthuisot, 1992 ; Perthuisot *et al.*, 1998).



Fig. 15. Photographie montre une faille normale NE-SW au niveau du filon 3.

II.5.2. Secteur de Meslouloula

Le massif de Meslouloula fait partie des monts de Mellègue. Il est situé à environ 13 km au nord-ouest de la ville de Morsott et à 8 km de la ville d'El Aouinet (Fig. 16). Sa structure est constituée d'un anticlinal allongé de direction atlasique NE-SW d'une longueur d'environ 30 km et d'une largeur de quelques kilomètres. Ce massif est composé de formations géologiques allant du Trias, qui se trouve au cœur des structures, et des formations sédimentaires du Crétacé (Fig. 17), au Quaternaire qui les recouvrent ([Dubourdieu, 1956](#) ; [Salmi-Laouar, 2004](#) ; [Sami, 2011](#) ; [Sami *et al.*, 2011](#) ; [Laouar *et al.*, 2016](#)).

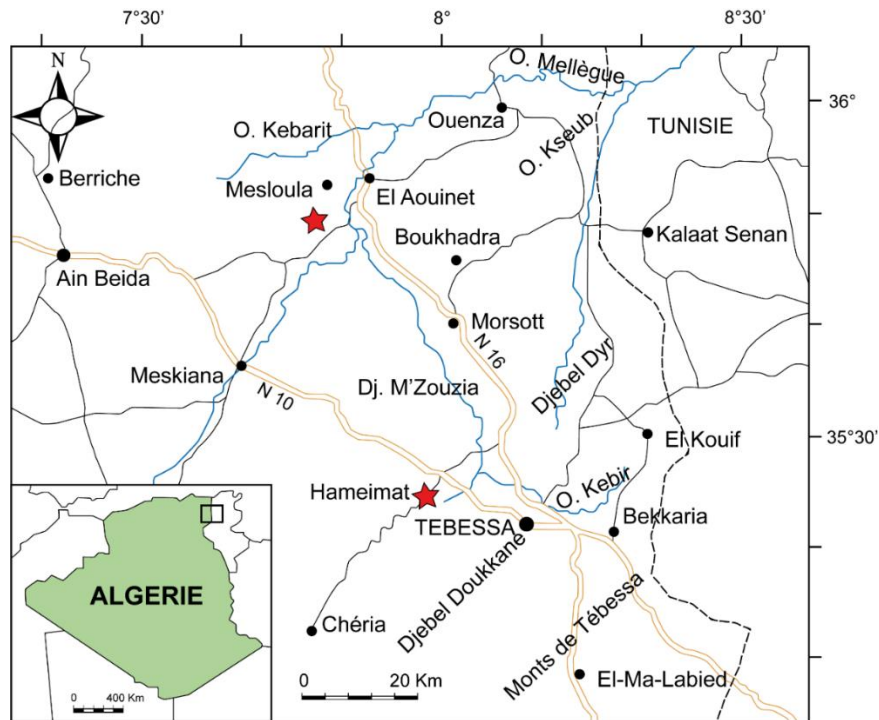


Fig. 16. Carte géographique montre la situation du gisement de Mesloula et de Hameimat.

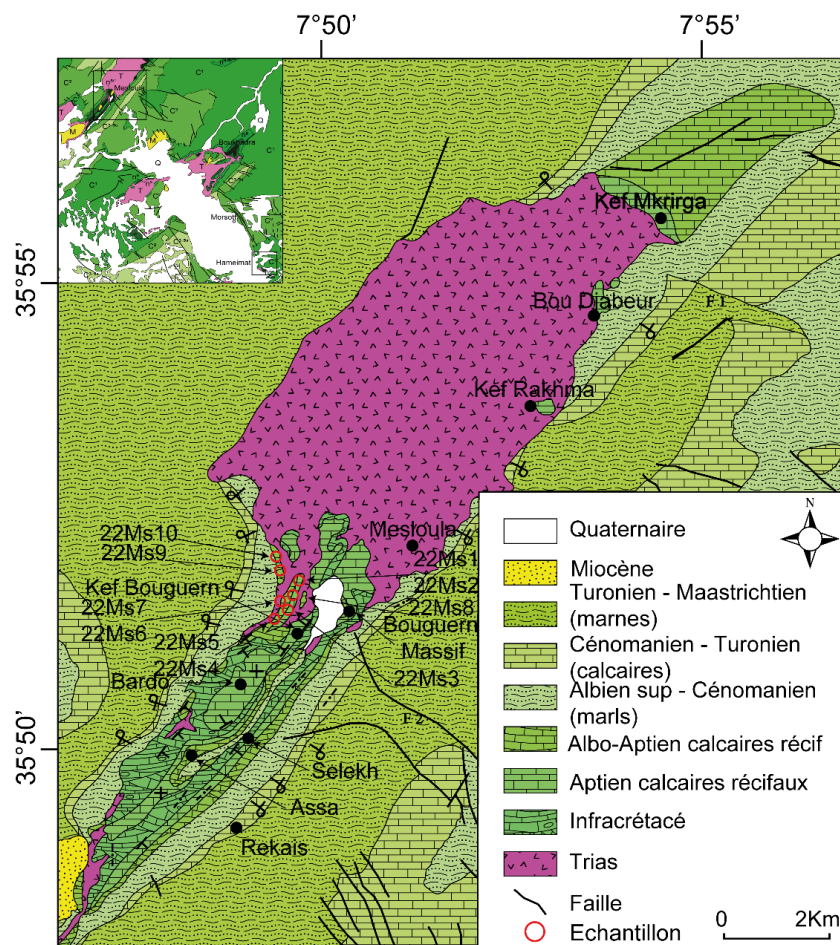


Fig. 17. Carte géologique de gisement de Pb-Zn de Mesloula montre l'emplacement des échantillons prélevés (Debourdieu, 1956, modifiée).

II.5.2.1. Description lithostratigraphique

Les roches hôtes des minéralisations polymétalliques sont les calcaires d'âge Aptien et Albien (Fig. 18). Les résultats des travaux de [Dubourdieu \(1956 et 1959\)](#) ; [Sami et al, \(2011\)](#) ; [Salmi-Laouar \(2004\)](#) ; [Laouar et al, \(2016\)](#) détaillent la description lithologique de ces formations. Ainsi :

- **L'Aptien** se caractérise à sa base par des marnes argileuses aux teintes grises, verdâtres et jaunâtres, entrecoupées de bancs de calcaires. Vers le haut, Il affleure des calcaires récifaux riches en orbitolines ainsi que des dolomies de couleur grise. Au sommet, On rencontre le Clansayésien, qui se caractérise par des marnes, des argiles et des bancs de calcaires. L'épaisseur totale de cet étage est d'environ 350 mètres.
- **L'Albien** est composé de marnes, d'argiles et de calcaires. À la base, les marnes et les argiles sont gris-brunâtres et présentent une stratification fine. Au sommet, elles se transforment en marnes avec des intercalations de calcaires marneux. L'épaisseur de ces formations peut atteindre plus de 250 mètres.

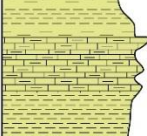
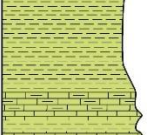
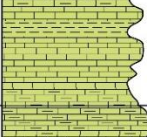
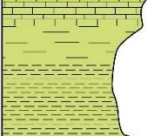
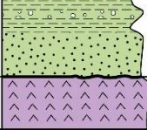
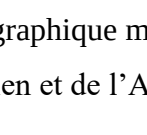
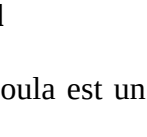
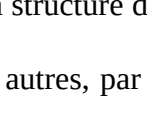
Système	Etage	Lithologie	Description	Epaisseur (m)
Neogène	Miocène		Brèches, marnes, grès et calcaires sableux	>150
Crétacé	Coniacien-Santonien		Marnes, argiles et calcaires	600
	Turonien		Marnes avec de rares intercalations calcaires	1000
			Marnes et calcaires	
	Cénomannien		Marnes et calcaires	700
			Marnes et argiles	
	Albien		Marnes et argiles, calcaires, marnes noires bitumineuses, argiles et calcaires	250
	Aptien		Marnes, argiles, calcaires récifaux et dolomies Minéralisation à Pb-Zn-Ba	350
	Barrémien		Grès, conglomérats et marnes	>150
	Trias		Marnes gypseuses, dolomie, calcaire, grès et fragments de roches	

Fig. 18. Log lithostratigraphique montre la minéralisation à Pb-Zn-Ba encaissée dans les carbonates de l'Aptien et de l'Albien de Mesloul (Laouar *et al.*, 2016, modifiée).

II.5.2.2. Cadre structural

Le massif de Mesloul est un anticlinal allongé de direction atlasique NE-SW. D'un point de vue tectonique, la structure de ce massif est très complexe, résultant d'une tectonique intense caractérisée, entre autres, par des activités diapiriques, des failles décrochantes nord-est/sud-ouest et nord-ouest/sud-est. L'activité diapirique, caractérisée par le déplacement ascendant de la roche évaporitique triasique à travers la couverture crétacée, a joué un rôle majeur dans la formation du massif de Mesloul. Ce processus a entraîné le redressement et le renversement des faciès carbonatés, résultant directement du soulèvement diapirique. Ces

diapirs ont provoqué des déformations et des perturbations significatives au sein de la structure géologique du massif de Mesloul (Fig. 19). Le contact Trias-Crétacé se distingue par des formations plus ou moins bréchiques qui abritent les principales minéralisations polymétalliques de la région (Laouar *et al.*, 2016).

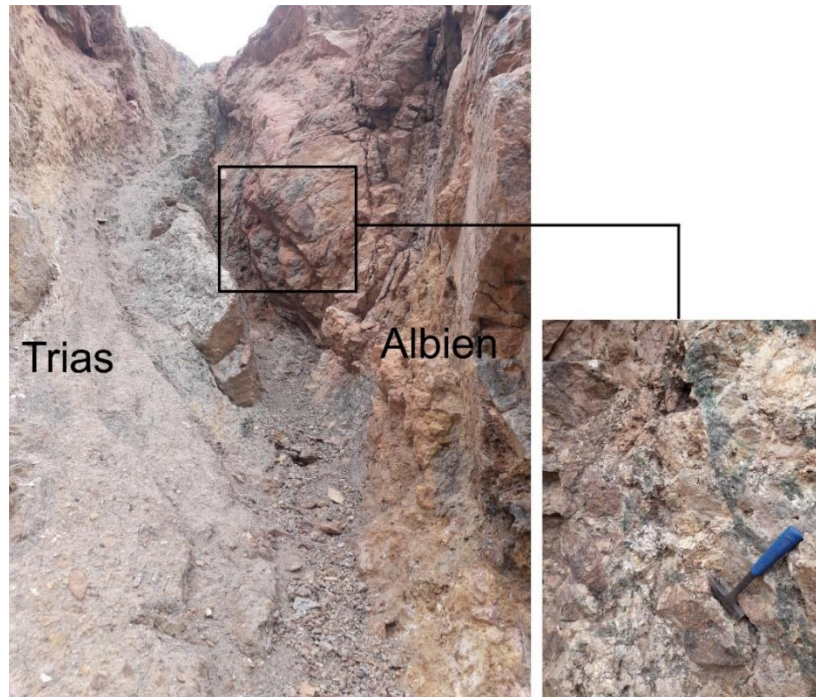


Fig. 19. Contact Trias-Albien, siège de la minéralisation dans le massif de Mesloul.

II.5.3. Massifs de Hameimat

Le massif de Hameimat fait partie des monts de Mellègue, à l'extrême est de l'Atlas saharien algérien (Kazi-Tani, 1986 ; Guiraud, 1990). Il est localisé à environ de 17 Km au nord de la ville de Tebessa, à 13 Km au sud-est de la ville de Morsott (Fig. 16). Sa structure correspond à un anticlinal de direction atlasique (NE-SW) (Dubourdieu, 1956 ; Othmanine, 1987). Il est caractérisé par des formations sédimentaires crétacées allant du Trias au Turonien (Fig. 20) (Salmi-Laouar, 2004 ; Sami, 2004 ; Sami, 2012).

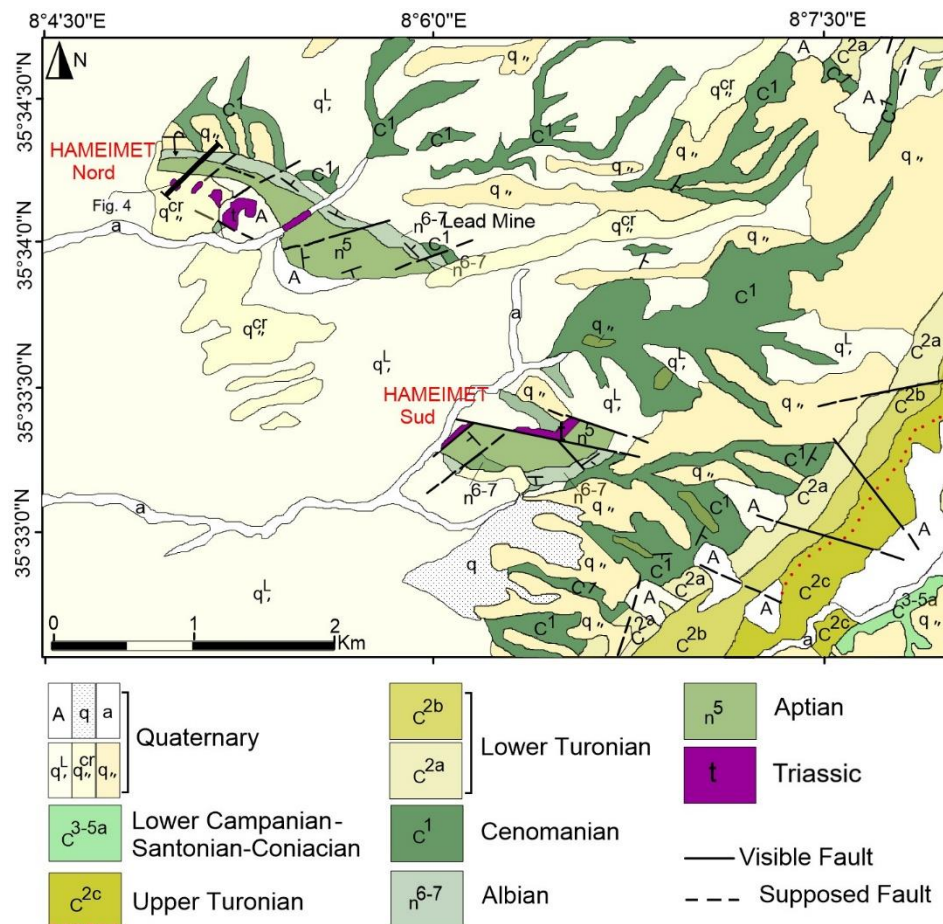


Fig. 20. Carte géologique de Hameimat, (extraite de la carte géologique de Morsott au 1/50000° de [Blès et Fleury, 1971](#), modifiée).

II.5.3.1. Description lithostratigraphique

Les roches hôtes des minéralisations polymétalliques sont les calcaires d'âge Aptien et Albien (Fig. 21). Les résultats des travaux de [Dubourdieu \(1956 et 1959\)](#) ; [Bouzenoune \(1993\)](#) ; [Sami \(2011\)](#) ; [Salmi-Laouar \(2004\)](#) détaillent la description lithologique de ces formations. Ainsi :

- **L'Aptien** qui repose sur le Trias, se distingue par la présence de bancs métriques de calcaires gréseux, associés à des niveaux marneux. La microfaune est dominée par des lituolidés abondants, notamment *Textularia* sp. et *Textulariella* sp., accompagnés de formes à enroulement planispiral ainsi que de sections transverses de pseudocyclamines

(Salmi-Laouar, 2004). Vers le sommet de cette série, les formations deviennent nettement plus carbonatées et massives, alternant avec des marnes noires. Les calcaires sont relativement riches en microfaune, représentée par des orbitolines, des lamellibranches et des valves d'ostracodes (Salmi-Laouar, 2004). Les niveaux supérieurs sont caractérisés par la présence de dolomies très fines.

- **L'Albien** débute par des bancs métriques de calcaires gris, dont la texture varie entre wackstone et packstone, et contenant des orbitolines telles que *Orbitolina* (*Mésorbitolina*) *texana* (Roemer) et *Coskinolina* (= *Simplorbitolina*?) *bronnimanni* (Salmi-Laouar, 2004). Vers le haut, les marnes noires, riches en ostracodes et en foraminifères benthiques ainsi qu'en ammonites, deviennent progressivement plus épaisses et alternent avec des bancs de grès de l'ordre d'un mètre. Au sommet, la série albienne se termine par des calcaires mudstones, présentant un pendage sub-vertical. Les formations vraconiennes se présentent sous forme de marnes noires riches en foraminifères pélagiques, renfermant des intercalations de minces couches de calcaires argileux (Salmi-Laouar, 2004). Elles sont surmontées par une alternance régulière de marnes et de calcaires. Cette formation se distingue par une abondance notable d'ammonites (Fleury, 1969 ; Othmanine, 1987).

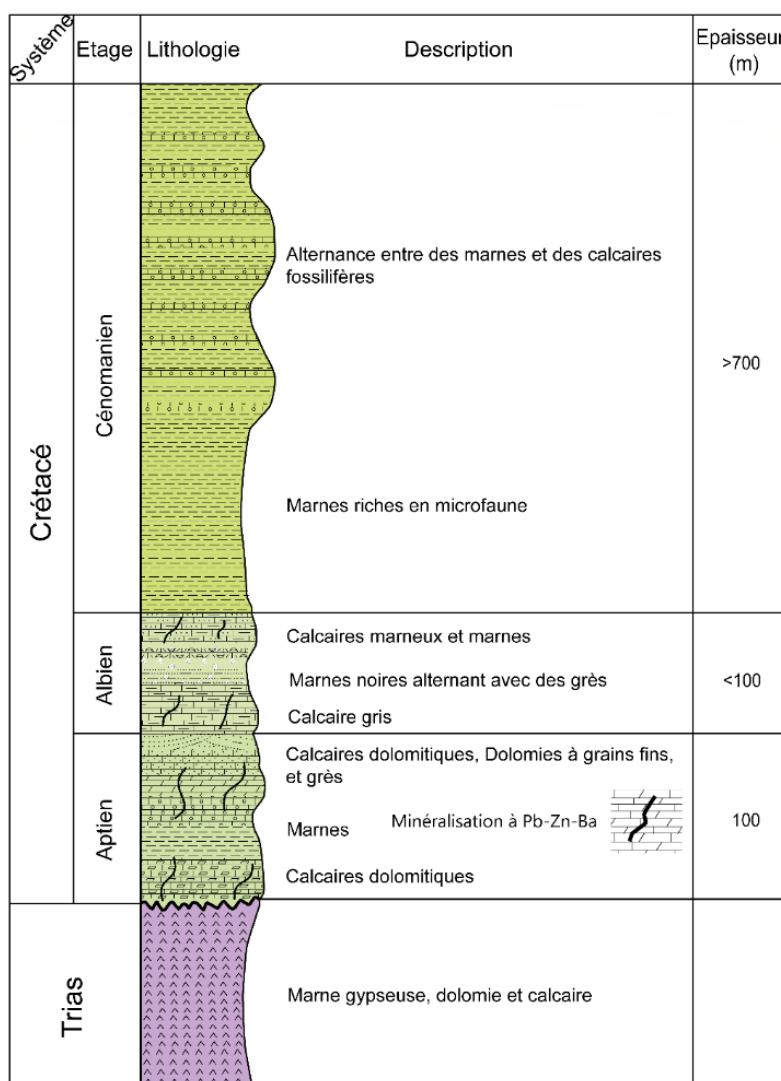


Fig. 21. Log lithostratigraphique montre la minéralisation à Pb-Zn-Ba encaissée dans les carbonates de l'Aptien et de l'Albien de Hameimat Nord.

II.5.3.2. Cadre structural

Le massif de Hameimat Nord est un chaînon allongé, d'environ 1 700 mètres de long sur 600 mètres de large, présentant une structure anticlinale orientée NE-SW, selon une direction atlasique typique. Le flanc nord, fortement redressé, est presque verticalisé. Le périclinal nord-est de cette structure est formé par les Djebel Chemla, Djebel Boulhaf et Djebel Zitouna. Sur le plan structural, le massif de Hameimat Nord est marqué par des événements tectoniques intenses, se traduisant principalement par des percements diapiriques et un réseau de failles bien développé. Le Trias évaporitique affleure à la surface suite aux mouvements

halocinétiques qui ont contribué à la structure anticlinale à flanc nord verticalisé, voire renversé. L'ascension du diapir a entraîné le renversement puis le redressement des séries albo-aptiennes dans la partie occidentale du massif (Fig. 22a,b). Le flanc nord du massif de Hameimat Nord est affecté par des failles orientées selon des directions N140° à N160° (Fig. 20). Ces failles présentent un remplissage constitué de calcite à morphologie pinacoïdale, de strontianite et de quartz (Sami, 2011). Par ailleurs, des failles normales et inverses sont également observées au sein des dolomies albo-aptiens, à proximité du contact Trias–Vraconien (Fig. 22c). Au sommet de la partie nord-ouest du massif, trois failles majeures orientées N150° et N140° assurent le contact structural entre les formations triasiques, albo-aptiens et vraconiennes (Sami, 2011).

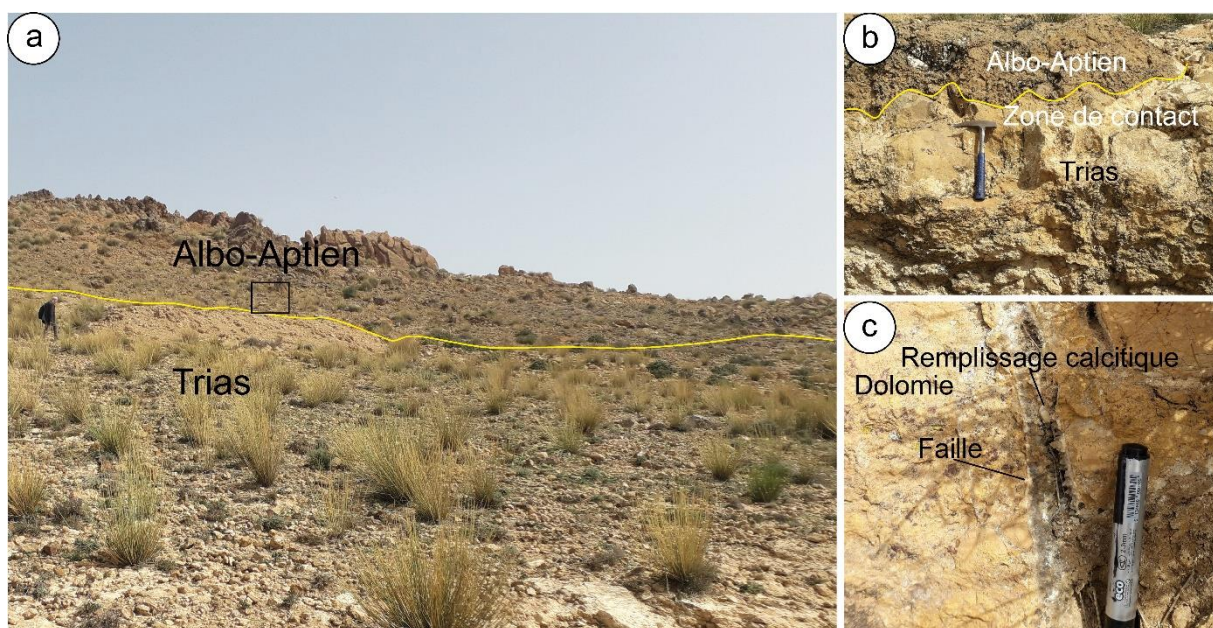


Fig. 22. Photographies montrant le contact Trias-Albo-Aptien du massif de Hameimat Nord (a et b). (c) Faille avec remplissage calcitique tardif affectant les dolomies de Hameimat Nord.

II.6. Conclusion

La région de l'Atlas saharien algérien oriental est bordée au nord par le domaine tellien et au sud par la plateforme saharienne, se distinguant par une série de chaînes de montagnes telles que les monts des Ouled Naïl, les Zibans, les Aurès, les Nementchas et les monts de

Mellègue. Sa structure actuelle résulte des mouvements tectoniques survenus lors de la phase atlasique au cours du Crétacé supérieur au Miocène supérieur. Parmi ces chaînes de l'Atlas, les Aurès et les monts de Mellègue présentent un cadre géologique globalement comparable, marquée toutefois par des différences structurales et sédimentaires significatives. Les deux chaînes sont constituées de formations sédimentaires d'âge triasique à quaternaire. Dans les Aurès, elles se caractérisent par une distribution de structures plissées orientées selon un axe N 60° E, soumises à des ruptures cassantes incluant des failles directionnelles (NE-SW), des failles transversales (NW-SE) et des failles E-W. Les strates triasiques émergent le long de ces plissements. En revanche, les monts de Mellègue se manifestent par une série sédimentaire hétérogène s'étendant du Trias au Priabonien, marquée notamment par l'absence des dépôts jurassiques, attribuée à la subsidence aptienne. Leur structuration tectonique est caractérisée par des plis généralement orientés NE-SW, associés à des accidents cassants NW-SE et E-W, à des fossés d'effondrement et à des zones diapiriques, l'ensemble s'inscrivant dans la direction atlasique NE-SW. L'étude de la géologie locale a mis en évidence des contextes structuraux (failles, plis et diapirs) et lithologiques favorables à la circulation de fluides minéralisateurs. Les minéralisations à Pb-Zn-Ba sont encaissées dans les calcaires et les dolomies de l'Aptien et de l'Albien.

CHAPITRE III

MINERALISATIONS ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES

III.1. Introduction

Les minéralisations liées aux zones de diapirs (minéralisations périadiapiriques) sont un type spécifique de minéralisation qui se forme dans les régions où des diapirs ont perturbé la structure géologique (Vila, 1980 ; Rouvier *et al.*, 1985 ; Bouzenoune, 1993). Les diapirs peuvent favoriser la formation de gisements polymétalliques (Pb, Zn, Cu, Fe) et non métalliques (Ba, F, Ca, Q). Au nord-est algérien, Les régions de Khenchela et de Tébessa sont des exemples, avec notamment la minéralisation filonienne de barytine d'Ain Mimoun, le gisement de Pb-Zn-Ba du massif de Mesloula et les indices de Pb-Ba-F des massifs de Hameimat Nord et de Hameimat Sud. Deux hypothèses ont été proposées concernant l'origine de la mise en place de ces minéralisations :

✚ **L'origine hydrothermale** : est adoptée par (Laatar, 1980 ; Rouvier *et al.*, 1985 ; Bouzenoune *et al.*, 1995).

✚ **L'origine syn-sédimentaire** : est proposé par (Dubourdieu, 1956 ; Fuchs, 1973 ; Amouri, 1989).

Diverses altérations hydrothermales, probablement antérieures et contemporaines à la mise en place de la minéralisation Pb-Zn-Ba-(Cu) (Zedam *et al.*, 2022), ont affecté ces roches encaissantes.

III.2. Minéralisations

III.2.1. Minéralisation du gîte de barytine d'Ain Mimoun

La minéralisation de barytine d'Ain Mimoun appartient à la chaîne des Aurès. La morphologie des corps minéralisés dans le gisement d'Ain Mimoun est filonienne, avec une épaisseur dépassant un mètre, une longueur de plusieurs centaines de mètres et une profondeur de plusieurs dizaines de mètres (Haddouche *et al.*, 2010 ; Zedam *et al.*, 2022). Les filons de barytine se comptent au nombre de douze et présentent des orientations NE-SW, E-W et NW-SE. Dans cette étude, nous avons mettre en évidence trois filons principaux (filon n° 1, filon n°

3, filon n° 4). La minéralisation est constituée essentiellement de barytine, de tennantite, de chalcopryrite et de galène, associées aux minéraux d'altération secondaire (cérusite, malachite, azurite, covellite et goethite).

➤ **La barytine**

Dans le gisement d'Ain Mimoun, la barytine est associée avec la tennantite, la chalcopryrite, la galène et la sphalérite. Cette barytine peut prendre plusieurs aspects tels que lamellaire, massif grenu et parfois en structure fibreuse (Figs. 23 et 24). La barytine lamellaire (Brt I) est généralement de couleur transparente à translucide et ses lamelles peuvent atteindre une taille de 10 cm de longueur (Fig. 23a,b). De plus, la barytine massive (Brt II) est généralement de teinte beige à blanche et elle est souvent associée à des veines de remplissage de tennantite (Fig. 27).

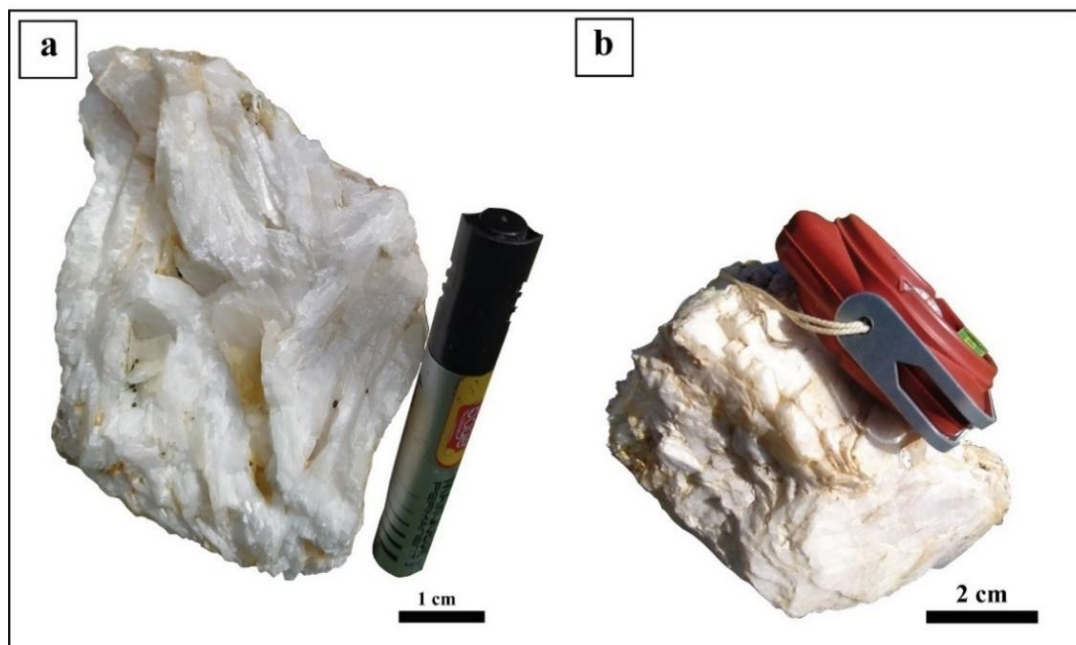


Fig. 23. Macrophotographies montrant l'aspect de la barytine lamellaire (Brt I), (a) barytine transparente et (b) barytine translucide (b).



Fig. 24. L'aspect macroscopique de la barytine fibreuse d'Ain Mimoun.

L'examen microscopique révèle la présence de deux générations de barytine :

- ✚ La barytine sous forme de prismes atteignant parfois plusieurs millimètres de longueur (Fig. 25a,b) : Ces prismes présentent des plans de clivage bien visibles et peuvent être associés à des cristaux bipyramidaux de quartz, de la malachite et de l'azurite. Il s'agit donc d'un type de barytine de première génération (Brt I).

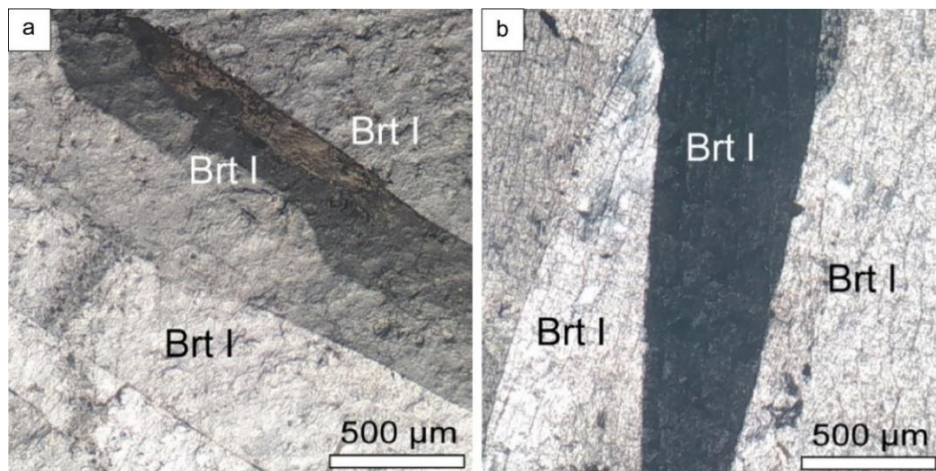


Fig. 25. Microphotographies montrant la texture prismatique de la barytine (Brt I) (a et b).

- ✚ La barytine massive (Brt II) se présente sous forme de petites baguettes ou de grains xénomorphes mesurant environ 200 µm. Elle se manifeste également sous forme de remplissage des microfissures, recoupant les dolomies (Fig. 26).

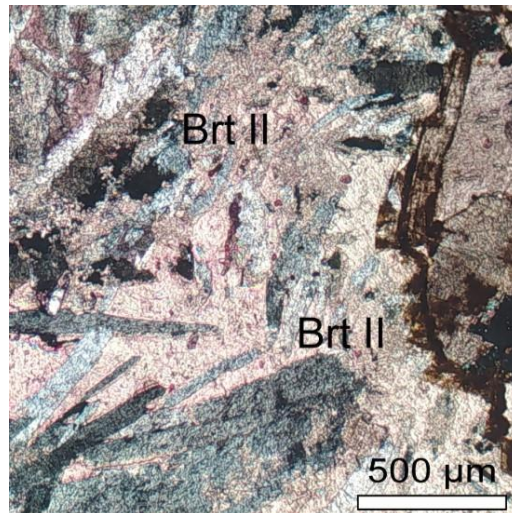


Fig. 26. Microphotographie montre de la barytine en remplissage des fractures (Brt II).

➤ La tennantite

La tennantite est un minéral très commun dans la zone d'étude, présent dans les filons 3 et 4. Elle se présente généralement sous forme de remplissage de fractures, associée à la barytine massive. La minéralisation de tennantite se caractérise souvent par une texture rubanée (Fig. 27).

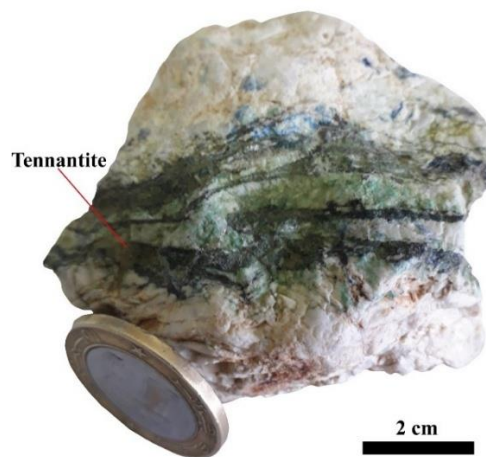


Fig. 27. Aspect macroscopique de la barytine massive avec la texture rubanée de la tennantite, altérée en malachite et azurite.

Au microscope en lumière réfléchie, on peut observer des grains de tennantite irréguliers, sub-automorphes à xénomorphes, de tailles variables, dispersés dans la barytine.

Elle peut également se présenter sous forme de plages, remplaçant fréquemment la chalcoppyrite (Fig. 28a,b). Parfois, des cristaux bipyramidaux de quartz se présentent associés à la tennantite (Fig. 28a,b).

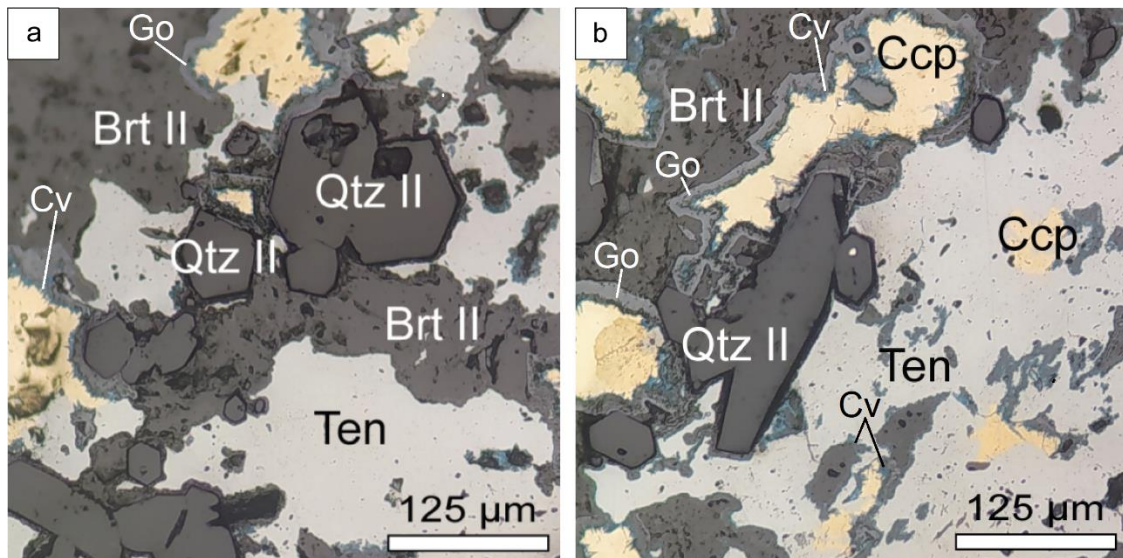


Fig. 28. Microphotographies montrant la minéralisation de tennantite remplaçant la chalcoppyrite et associée aux minéraux de gangue (Qtz II) (a) et d'altération secondaire goethite et covellite (b).

➤ La chalcoppyrite

La chalcoppyrite est couramment répandue, se rencontrant fréquemment dans les cavités et les fissures. Elle est souvent associée à la tennantite et remplit les interstices entre les cristaux de barytine (Brt II). La chalcoppyrite présente généralement une structure squelettique, sous forme d'inclusions, et plus rarement en disséminations. Parfois, elle peut être partiellement substituée par la tennantite, suggérant que la chalcoppyrite s'est formée avant la tennantite, qui est apparue par la suite (Fig. 29).

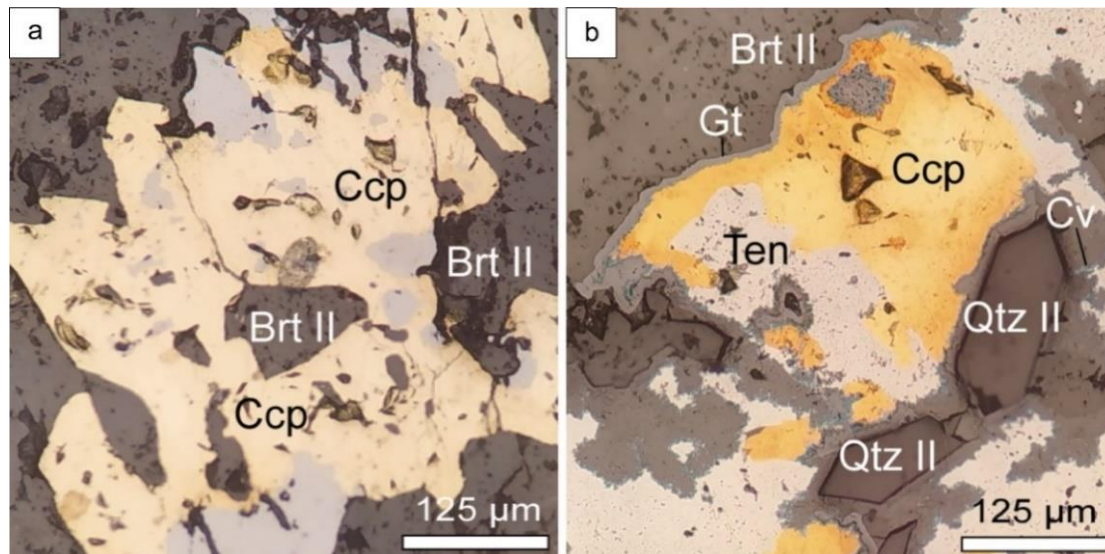


Fig. 29. Microphotographies montrant la minéralisation de la chalcopryrite et de la tennantite, associée à la barytine (Brt II). (a) Cristaux de chalcopryrite légèrement remplacés par la tennantite ; (b) Plage de chalcopryrite altérée en goethite et covellite.

➤ La galène

La galène est rarement observée, sous forme de remplissage des microfractures et en dispersion au sein de la barytine (Zedam, 2012). Cette disposition particulière se manifeste souvent par des arrachements triangulaires distincts. Cependant, il est important de noter que la galène est sujette à un processus d'altération supergène qui la transforme généralement en cérusite et en anglésite.

➤ La sphalérite

La sphalérite se présente sous forme de petits grains isolés, de taille comprise entre 0,1 et 0,4 mm, de couleur sombre (Zedam, 2012). Ce minéral est relativement peu abondant et présent dans le secteur occidental du gisement d'Ain Mimoun.

➤ L'azurite

L'azurite se manifeste généralement en tant que matériau de remplissage des fractures et des cavités, souvent en association avec la barytine et la tennantite. Elle peut être observée sous forme de fines veines ou de petites taches au sein de la barytine massive (Fig. 27). Au

microscope, l'azurite se présente sous forme de petits cristaux bleus, ainsi que des auréoles entourant les cristaux de tennantite. Sa formation est le résultat d'un processus d'altération de la tennantite ou de la chalcoppyrite (Fig. 30a,b).

➤ **La malachite**

La malachite résulte de l'altération supergène de la chalcoppyrite et de la tennantite (Fig. 27), se présentant souvent sous forme de remplissage des fractures et des cavités dans la barytine. Elle se distingue par sa couleur verte caractéristique et est fréquemment étroitement liée à l'azurite (Fig. 30a,b).

➤ **La cérusite**

La cérusite est le produit d'altération secondaire des sulfures de plomb et se trouve souvent dans les alentours des cristaux de galène. Parfois, elle apparaît dans les microfractures et se trouve associée à la barytine et aux minéraux de gangue.

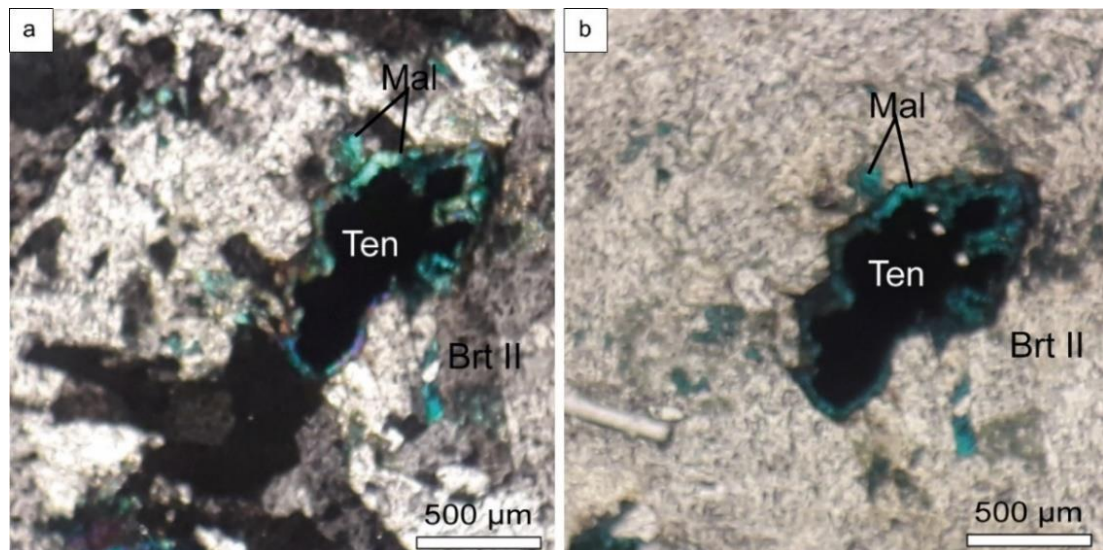


Fig. 30. Microphotographies montrant l'altération secondaire de la tennantite en malachite et en azurite (a) en LPA ; (b) en LN).

➤ **La covellite**

La covellite est un minéral formé par l'altération de la chalcopryrite, se caractérise par une couleur bleu métallique. Elle se manifeste souvent dans les alentours des cristaux de la tennantite et de la chalcopryrite (Fig. 28 et 29b).

➤ **La goethite**

Dans la barytine et la tennantite, les oxydes et hydroxydes de fer comprennent principalement la goethite (Fig. 28 et 29b), parfois associés avec la magnétite et l'hématite. De plus, l'hématite peut se présenter sous forme de structures mamelonnées (Zedam, 2012).

III.2.2. Minéralisations en Pb-Zn-Cu-Ba du gîte de Mesloul

Le gisement périapirique de Mesloul a fait l'objet de plusieurs études (ex : Salmi-Laouar, 2004 ; Salmi-Laouar *et al.*, 2007 ; Laouar *et al.*, 2016). Ils sont considérés comme étant parmi les plus importants gisements de Pb-Zn-Ba dans le nord-est de l'Algérie. La morphologie des corps minéralisés est distinguée par trois formes : la minéralisation filonienne, la minéralisation en amas et en dissémination (Laouar *et al.*, 2016). La minéralisation est constituée principalement de barytine, de galène, de sphalérite et de tétraédrite, associées aux minéraux d'altération secondaire (cérusite, azurite, malachite).

➤ **La galène**

La galène est le principal minéral sulfuré et se présente sous forme de petits cristaux, remplissant les cavités ou disséminés dans les calcaires et les dolomies de l'Aptien (Fig. 31). Elle forme également des veines centimétriques le long des failles. Sous le microscope, la galène apparaît comme un remplissage intercristallin de la dolomite ainsi que des micro-fractures dont la texture peut être squelettique (Fig. 32). Cette disposition indique que la galène s'est formée après la dolomite (Dol II).



Fig. 31. Aspect macroscopique des cristaux de galène disséminés dans les dolomies.

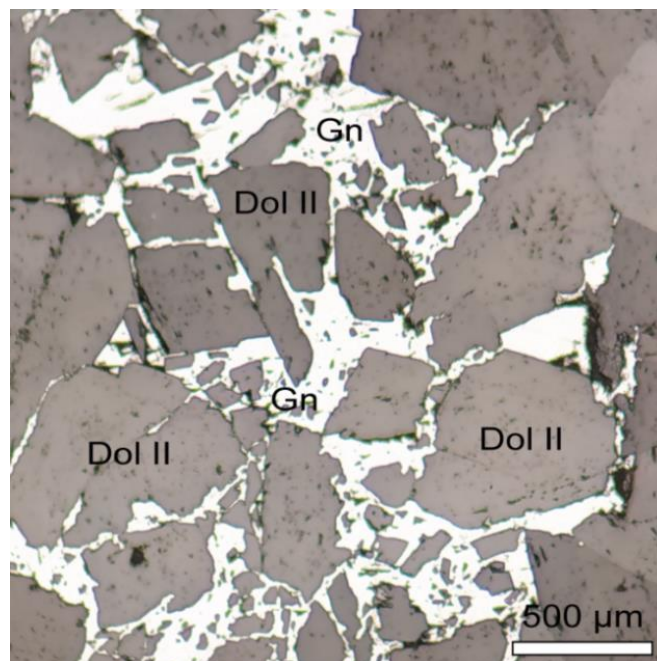


Fig. 32. Microphotographie montre la texture squelettique de la galène interstitielle.

➤ **La tétraédrite**

La tétraédrite est souvent associée à la barytine et se présente sous forme de grains de tailles différentes. Ces grains sont également disséminés dans les calcaires dolomitiques ou

remplissent les fractures. De plus, l'étude microscopique a révélé des auréoles d'altération entourant les cristaux de tétraédrite, marquées par la présence de malachite et d'azurite, résultant d'un processus d'altération supergène.

➤ **La sphalérite**

La sphalérite se caractérise par des teintes variant du jaune miel au brun sombre et se manifeste sous forme de disséminations, de croissances colloïdales stratifiées et d'agrégats de cristaux xénomorphes.

➤ **La cérusite**

La cérusite est le produit d'altération secondaire de la galène et se compose de carbonates de plomb. Elle se développe sous forme d'auréoles d'altération entourant les cristaux de galène.

➤ **L'azurite**

Quant à l'azurite, un carbonate de cuivre, il est associé à la barytine et se présente sous forme de remplissage des vides, avec une couleur bleue. L'azurite est le minéral d'altération secondaire des minéraux cuprifères, notamment de la tétraédrite.

➤ **La malachite**

La malachite est le résultat de l'altération secondaire de la tétraédrite et se présente sous forme des imprégnations verdâtres irrégulières associées à la barytine et à la dolomie, ainsi que le long des microfractures à remplissage barytique (Fig. 33).

➤ **La barytine**

Dans le gisement de Mesloulou, la barytine associée avec la galène et, plus rarement, la tétraédrite, se caractérise par une teinte blanche à translucide et se présente généralement sous forme de lamelles allongées de taille centimétrique (Fig. 33). Elle apparaît également sous forme de ciment bréchique associé à la dolomie, et localement occupant des veines et des vides.

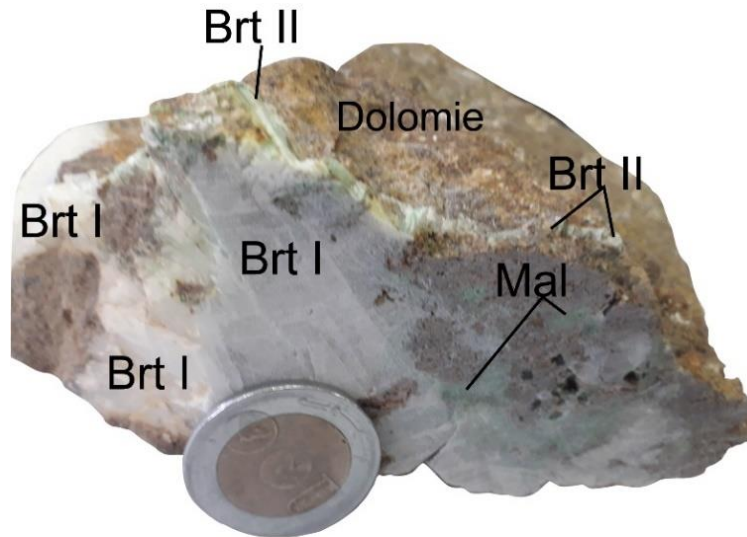


Fig. 33. Aspect macroscopique de la barytine associée à la malachite dans les dolomies.

Au microscope, la barytine I se distingue sous forme de prismes allongés, de couleur blanche, dont la taille peut dépasser 2 mm. Ces cristaux sont caractérisés par des plans de clivage bien développés (Fig. 34a). Néanmoins, la barytine secondaire (Brt II) se présente sous forme de remplissage des vides et des fissures (Fig. 34b). Cette génération de barytine est postérieure à la barytine prismatique (Brt I).

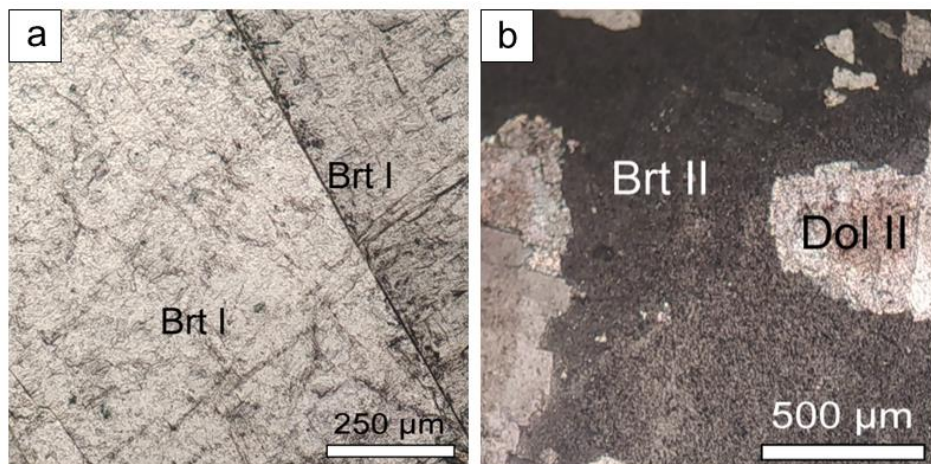


Fig. 34. Aspect microscopique de la barytine primaire (Brt I) (a) et de la barytine secondaire (Brt II) (b).

III.2.3. Minéralisations de l'indice à Pb-Zn-Ba-F de Hameimat Nord

Le massif de Hameimat Nord est reconnu également pour ses minéralisations en barytine, en fluorine et accessoirement en galène. La morphologie des corps minéralisés est filonienne. La minéralisation est constituée principalement de barytine, de fluorine et de galène, associées aux minéraux d'altération secondaire (cérusite, oxydes et hydroxydes de fer).

➤ **La barytine**

La barytine apparaît sous forme de veines blanches, massives, remplissant les fractures dans les dolomies. Elle présente également une texture bréchique, et est souvent associée à la fluorine et à la galène (Fig. 35). Au microscope, elle se manifeste sous forme d'une texture en gerbe ou en éventail à extinction roulante. On note, qu'elle contient des inclusions de grains de carbonates (Fig. 36).

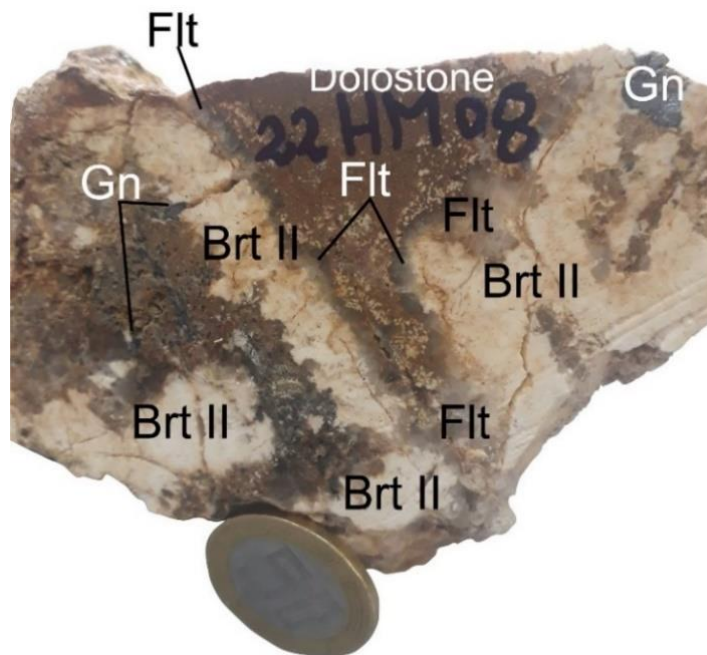


Fig. 35. Macrophotographie montre la barytine en brèche associée avec la fluorine et la galène.

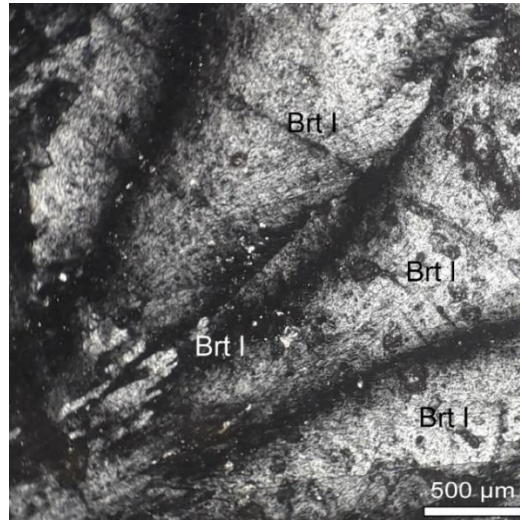


Fig. 36. Microphotographie montre la texture de barytine en éventail.

➤ La fluorine

La fluorite, déposée à partir de ces fluides très salins et riches en halogènes ([Sami 2011](#) ; [Bakelli et al., 2022](#)), est également très répandue et se présente sous forme de cristaux automorphes translucides, pouvant atteindre un centimètre de diamètre lorsqu'elle est présente dans les fractures et les cavités (Fig. 37). Au microscope, elle se présente en gros cristaux automorphes à sub-automorphes, parfois remplacés par la barytine (Fig. 38).

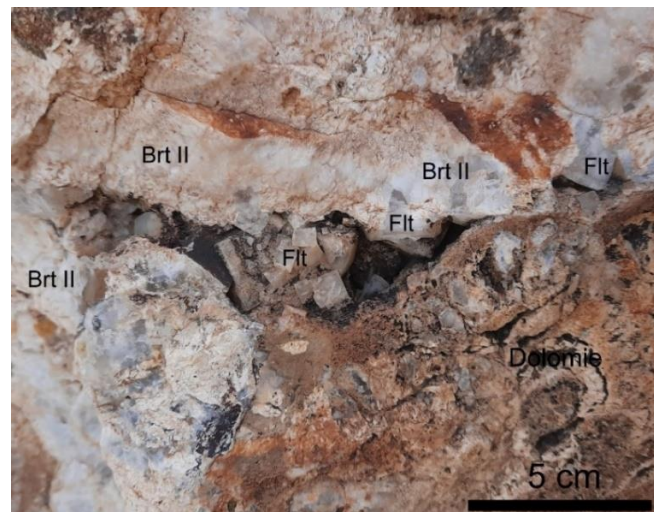


Fig. 37. Photographie montre l'aspect bréchiq ue de la minéralisation à Ba-F- Pb du massif de Hameimat Nord. Brt : Barytine ; Gn : Galène ; Flt : Fluorine.

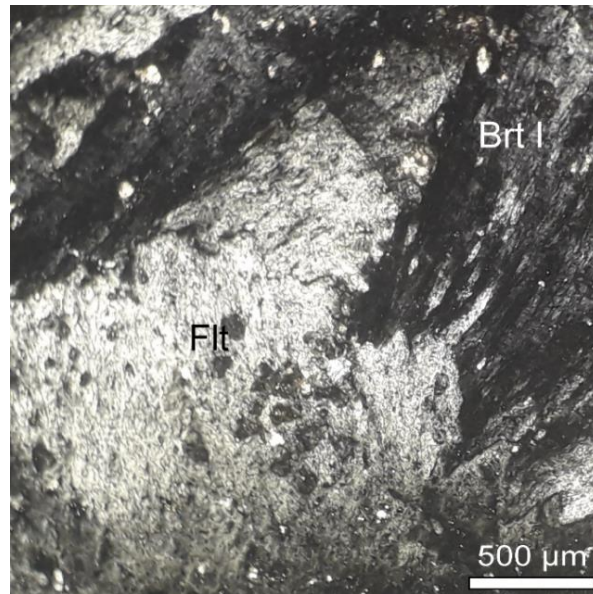


Fig. 38. Microphotographie montre la fluorine automorphe remplacée par la barytine en gerbe.

➤ **La galène**

La galène est abondante dans le massif de Hameimat Nord. Elle se présente sous forme de remplissage des vides et des fractures, et est souvent associée à la dolomite, à la barytine et à la fluorine (Fig. 35). Au microscopique, elle se développe en larges plages xénomorphes recoupant les cristaux de barytine, traduisant une cristallisation plus tardive (Fig. 39). Cependant, elle se caractérise par des arrachements triangulaires. Parfois, les cristaux de galène renferment, en inclusion, de petits cubes de pyrite.

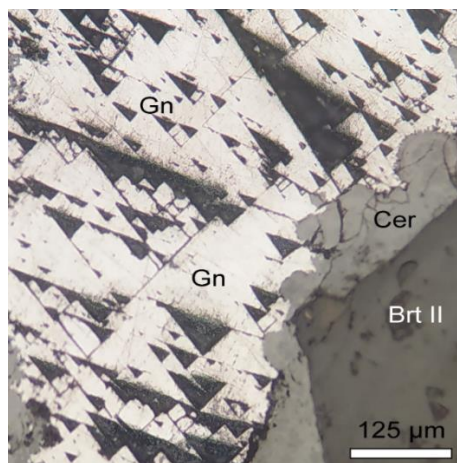


Fig. 39. Microphotographie montre la texture de galène partiellement altérée en cérusite.

➤ **La cérusite**

La cérusite, minéral carbonaté de plomb formé par altération secondaire de la galène, se développe préférentiellement sur les bordures et les surfaces des plages de galène (Fig. 39).

➤ **Les oxydes de fer**

Les oxydes de fer se présentent essentiellement par la limonite, sous forme de remplissage des vides et des fractures, recoupant les dolomies ([Sami, 2011](#)).

III.3. Altérations hydrothermales

Les minéraux d'altération hydrothermale sont représentés par la dolomite, l'ankérite, le quartz et la calcite. Ces minéraux témoignent de processus typiques d'altération hydrothermale, tels que la dolomitisation, l'ankéritisation, la silicification et la calcitisation.

III.3.1. Les minéraux d'altération hydrothermale d'Ain Mimoun

➤ La dolomite

À Ain Mimoun, la dolomite, minéral impliqué dans le processus de dolomitisation, est fréquemment observée dans les roches altérées de l'Aptien et de l'Albien. Dans la zone de contact avec la minéralisation, les calcaires subissent une dolomitisation complète. Par endroits, et à une certaine distance de la zone de contact avec le filon de barytine, les calcaires gris à bioclastes présentent une dolomitisation partielle (Fig. 40a,b).

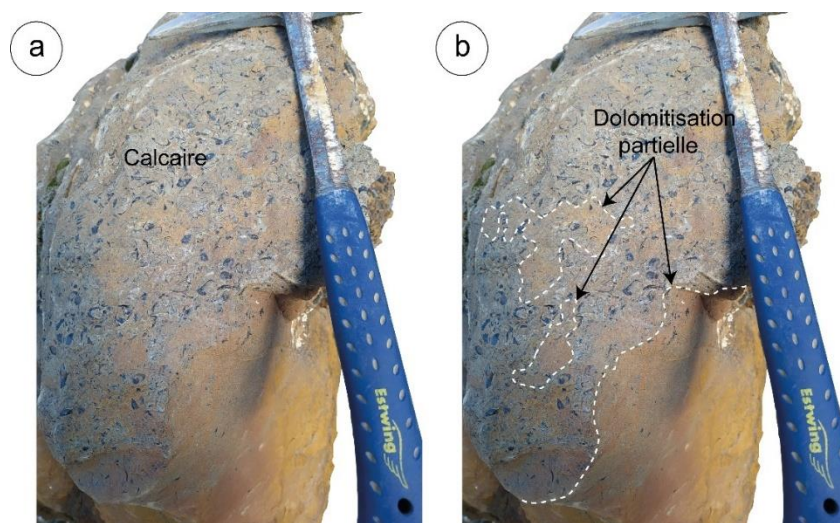


Fig. 40. Macrophotographies montrant la dolomitisation partielle des calcaires albo-aptiens d'Ain Mimoun.

Au microscope, la dolomitisation est observée dans les géodes par remplacement de la calcite par des cristaux automorphes (losangiques) à subautomorphes de dolomite (Dol I) de 80 μm maximum (Figs. 41 et 42), ainsi que par remplissage des cavités par des cristaux de dolomite de cimentation grossière (Dol II), atteignant parfois plus de 500 μm (Fig. 42a,b). Localement, certains cristaux de dolomite peuvent présenter un aspect zoné avec des cœurs nuageux et des

bords clairs (Fig. 43). Ceci indique une recristallisation et une croissance cristalline secondaire dans des conditions d'enfouissement profond (Guo *et al.*, 2019). Ainsi, la dolomite de cimentation de type saddle dolomite se présente sous forme de cristaux xénomorphes, jusqu'à 2 mm, généralement présents dans les fissures et les cavités, recoupant les cristaux de la dolomite de remplacement (Fig. 44a,b).

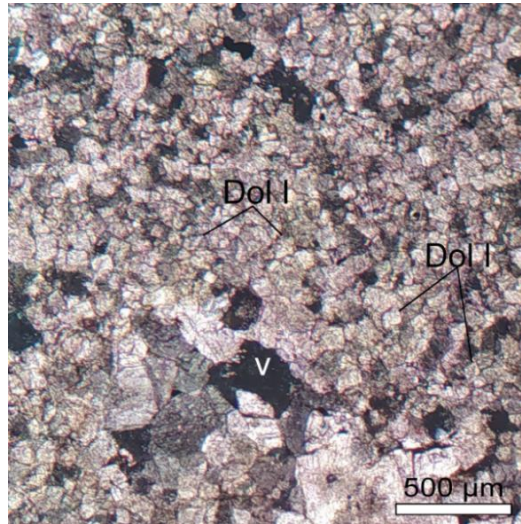


Fig. 41. Aspect microscopique des dolomites de remplacement fines (Dol I) avec passage vers la dolomite de cimentation grossière (Dol II).

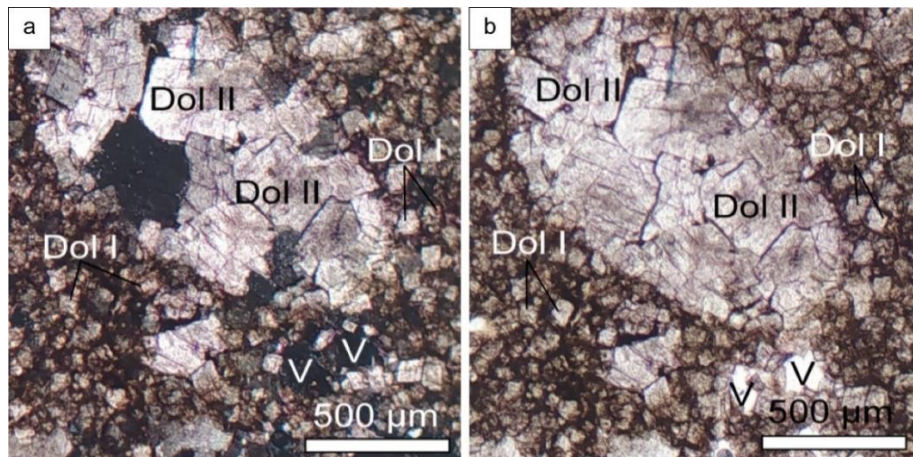


Fig. 42. Microphotographies montrant des cavités de remplissage par des cristaux de dolomite (Dol II) dans les cristaux dolomite (I) (a) en LPA ; (b) en LPNA.

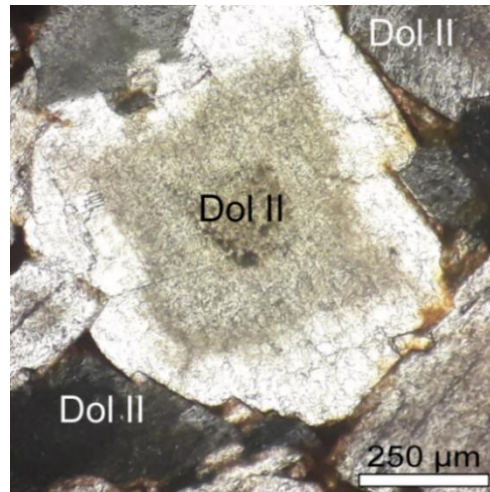


Fig. 43. Microphotographie montre des cristaux de dolomite zonée (Dol II), présentant un noyau nuageux et un bord clair à Ain Mimoun.

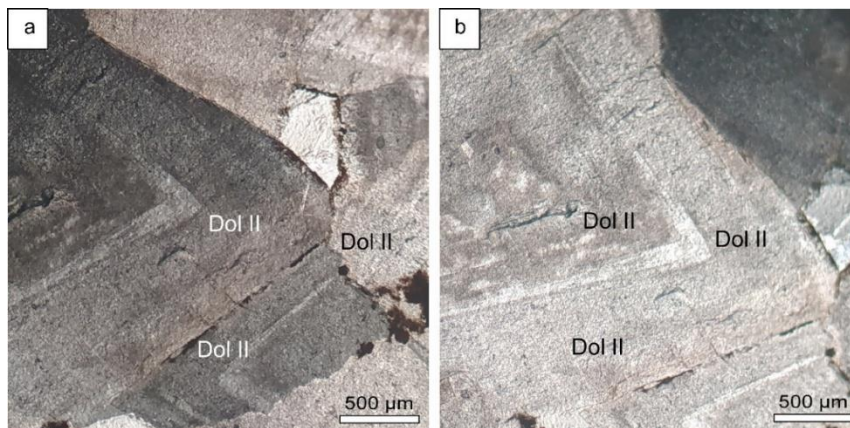


Fig. 44. Microphotographies montrant des cristaux de dolomite de type saddle dolomite (Dol II) remplissant les fissures (a et b).

➤ L'ankérite

L'ankérite est un minéral d'altération fréquemment associé à la dolomite dans les roches albo-aptiennes altérées d'Ain Mimoun. Le processus d'ankéritisation se caractérise par le remplacement partiel ou total de la dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ par l'ankérite $\text{Ca}(\text{Fe,Mg,Mn})(\text{CO}_3)_2$ (Boles et Franks, 1979). Ce phénomène est clairement visible dans les échantillons de dolomie, où l'ankérite remplit les vides et les fractures (Fig. 45a,b).

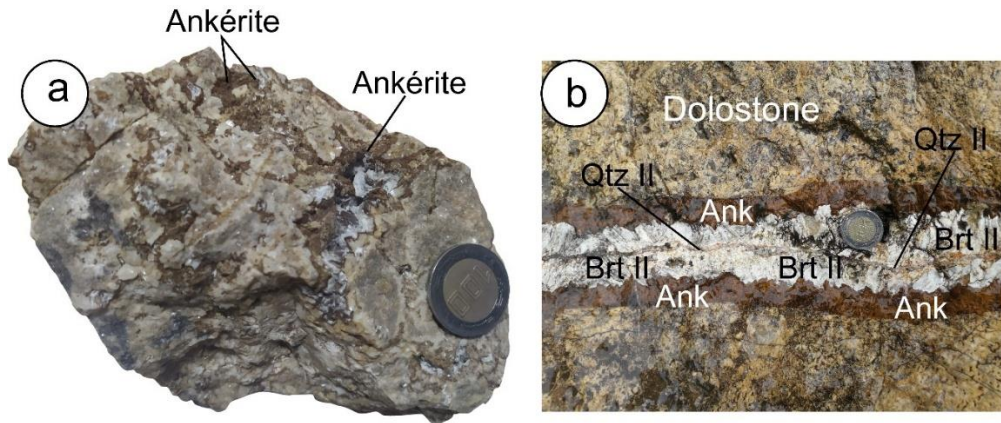


Fig. 45. Macrophotographie montre le phénomène d'ankéritisation partielle des dolomies d'Ain Mimoun (a et b).

Au microscope, l'ankérite se manifeste par des enveloppes fines à moyennes entourant les rhomboèdres de dolomite (Fig. 46a,b). Parfois, il se développent des microfissures irrégulières remplies d'ankérite à l'intérieur des cristaux de dolomite ainsi que des grains irréguliers superposés aux cristaux de dolomite.

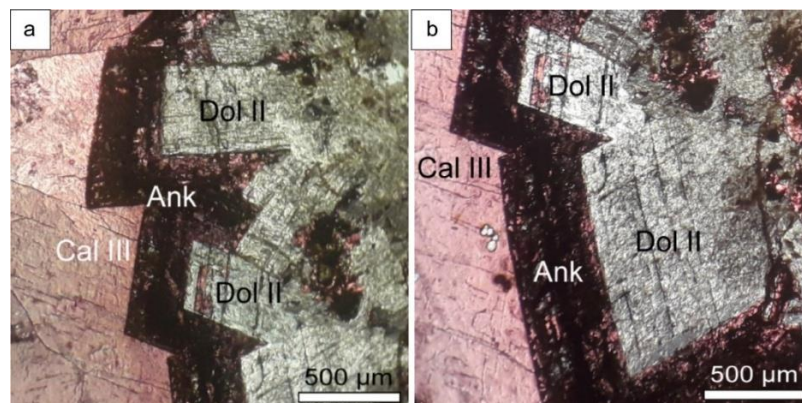


Fig. 46. Microphotographies montrant les cristaux de dolomite avec des bords ankéritisés (a et b).

➤ Le quartz

La silicification représente une phase postérieure aux processus de dolomitisation, et se manifeste par des grains de quartz remplissant les géodes et les fractures ou sont disséminés dans les calcaires aptiens et albiens d'Ain Mimoun (Figs. 47a,b et 48).



Fig. 47. Macrophotographies présentant le processus de silicification à Ain Mimoun. (a) Cristaux de quartz remplissant les cavités de dissolution dans les calcaires albo-aptiens ; (b) Fracture remplie par la silice postérieure recoupée les dolomies de l’Albien.



Fig. 48. Macrophotographie montre le processus de silicification affectant les calcaires d’Ain Mimoun

Au microscope, Cette phase présente des cristaux automorphes de quartz (Qtz I) de taille de l’ordre de 200 μm , souvent disséminés dans les calcaires aptiens et albiens d’Ain Mimoun (Fig. 49). En fait, elle se présente également sous forme de cristaux bipyramidaux de quartz, disposés de manière interstitielle (intercristalline), pouvant atteindre des tailles allant jusqu’à 300 μm (Fig. 50). La présence de quartz authigène, constamment associé à la dolomite, suggère la circulation de fluides acides, qui pourraient être responsables de la dissolution de cette dernière ([Wierzbicki et al., 2006](#)).

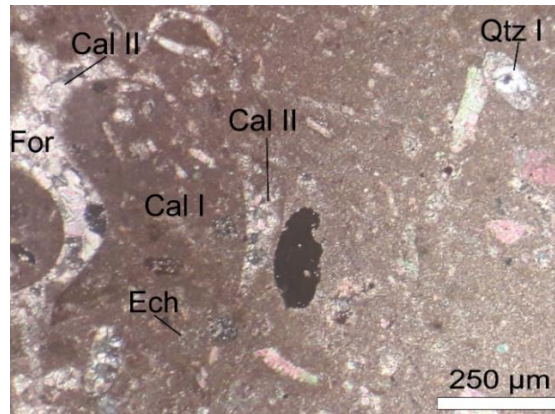


Fig. 49. Quartz bipyramidé disséminé dans la matrice micritique dans les calcaires d'Ain Mimoun.

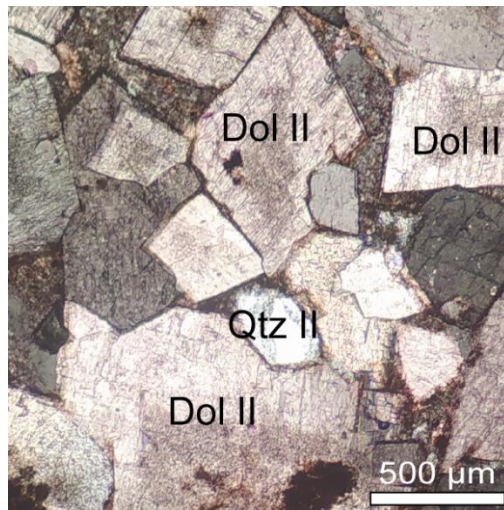


Fig. 50. Cristaux bipyramidaux de quartz (Qtz II) dans les interstices de la dolomite automorphe (Dol II).

➤ La calcite

Dans les roches carbonatées d'Ain Mimoun, la calcite hydrothermale se manifeste par le remplissage des vides et des cavités de dissolution par la calcite (Cal II), ainsi que des fractures par la calcite (Cal III). L'observation microscopique révèle la présence des cristaux de calcite recristallisés remplissant les vides et les tests de bioclastes (Figs. 51a,b et 52a,b). Par conséquent, les limites de ces tests sont parfois diffusées (Fig. 52a,b), suggérant que la recristallisation de la calcite est due à un fluide chaud. De plus, une autre génération tardive de calcite hydrothermale (Cal III) est observée sous forme de cristaux millimétriques dans les fractures recoupant les dolomies d'Ain Mimoun (voir Fig III.24 a et b).

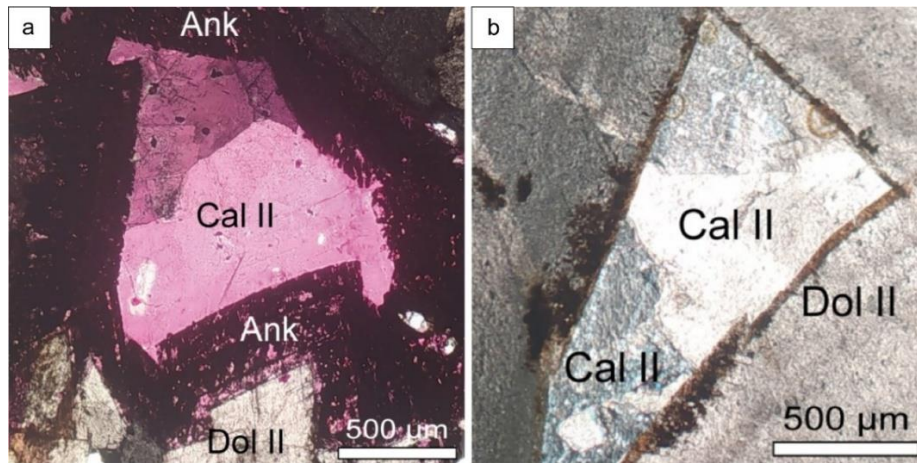


Fig. 51. Microphotographies montrant la calcite (Cal II) remplissant des vides entre les cristaux de dolomites (a et b).

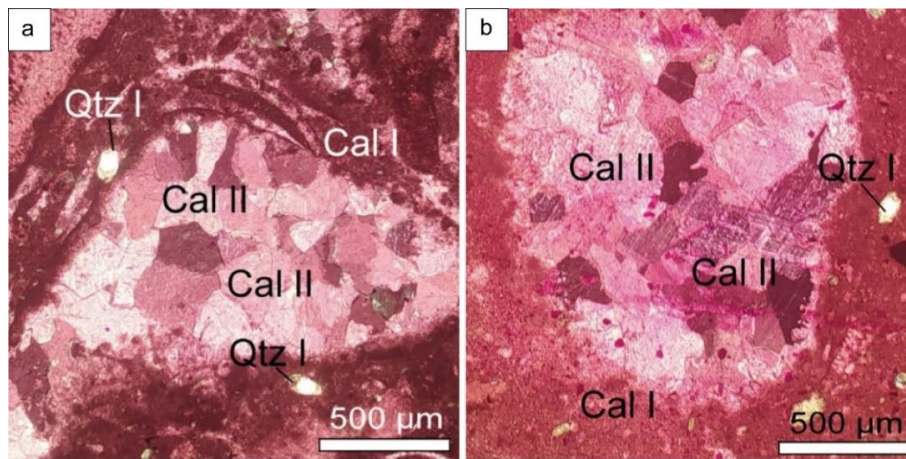


Fig. 52. Microphotographies illustrant le remplissage calcitique des bioclastes et des cavités à Ain Mimoun (a et b) (les lames sont colorées à l'alizarine rouge S).

III.3.2. Les minéraux d'altération hydrothermale du gîte de Mesloula

➤ La dolomite

Dans le gisement de Mesloula, la dolomitisation est également bien marquée dans les calcaires aptiens et albiens, ce qui se traduit par le remplacement partiel des calcaires gris foncé par de la dolomie (Fig. 53a,b).

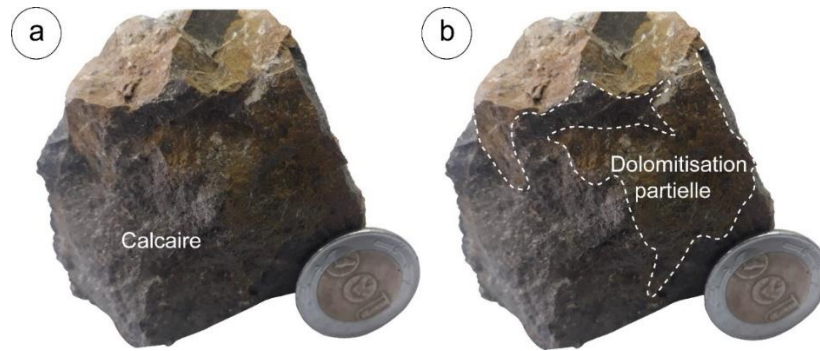


Fig. 53. Macrophotographies montrant la dolomitisation partielle des calcaires de Mesloul.

Au microscope, elle se traduit le remplacement partiel de la micrite par des cristaux de dolomite à textures variées (rhomboédriques, subautomorphes et xénomorphes) et de différentes tailles (Dol I et Dol II) (Figs. 54a,b et 55a), ainsi que par la recristallisation de la dolomite primaire (Dol I) (Fig. 56). De plus, un ciment dolomitique (Dol II) peut se former dans les fractures, caractérisé, soit par des cristaux de dolomite xénomorphes de taille millimétrique (Fig. 55b), soit par des cristaux rhomboédriques de type Saddle dolomite à bords ankéritiques (Fig. 56).

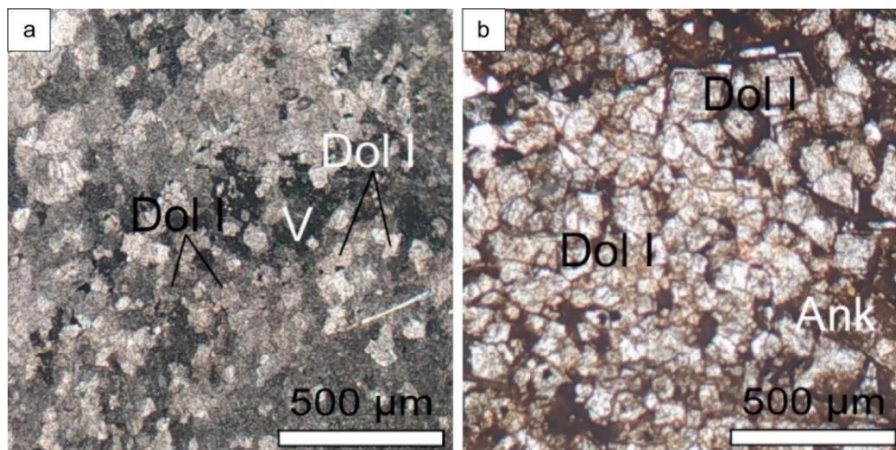


Fig. 54. Microphotographies montrant les textures de la dolomite de remplacement (Dol I).

(a) Cristaux subautomorphes de dolomite fine ; (b) Cristaux losangiques de dolomite avec le développement de l'ankérite dans les interstices (en LPNA).

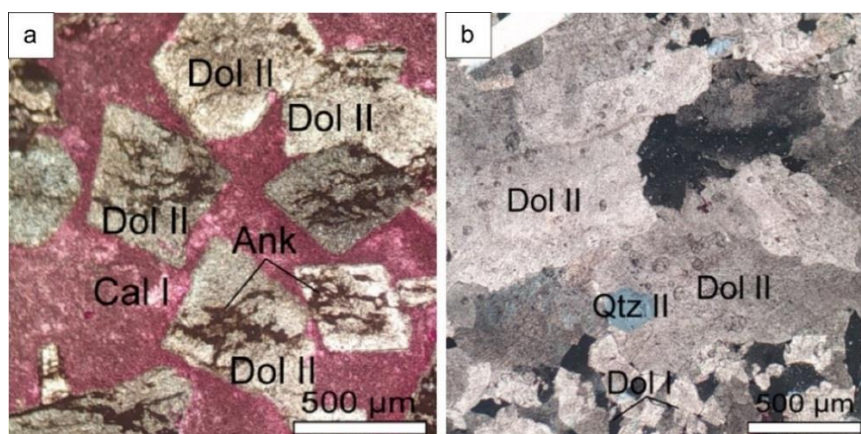


Fig. 55. Microphotographies montrant la dolomitisation des carbonates de Mesloul. (a) cristaux losangiques de dolomite (Dol II) remplaçant la calcite micritique ; (b) Gros cristaux xénomorphes de dolomite de cimentation occupant les microfractures.

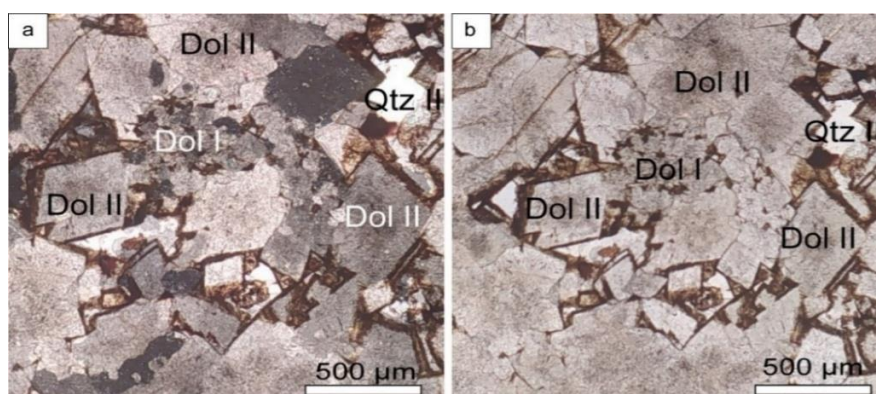


Fig. 56. Microphotographies montrant les cristaux de dolomite fine (Dol I) entre les cristaux de dolomite grossière à bordures ankérisées (Dol II) (a) en LPA ; (b) en LPNA).

➤ L'ankérite

L'ankérite est le minéral d'altération hydrothermale qui accompagne toujours les dolomies, résultant du remplacement de la dolomite. Dans les calcaires et les dolomies de Mesloul, l'ankéritisation est clairement visible. Parfois, certains échantillons de calcaires ont subi une ankéritisation complète (Fig. 57). Les observations microscopiques montrent que les bordures des cristaux de dolomite s'apparaissent partiellement remplacées par l'ankérite (Fig. 58a). Parfois, à l'intérieur des losanges de dolomite, il se développe des microfissures irrégulières remplies d'ankérite (Fig. 58b).



Fig. 57. Macrophotographie montrant l'ankéritisation totale des dolomies de Mesloul.

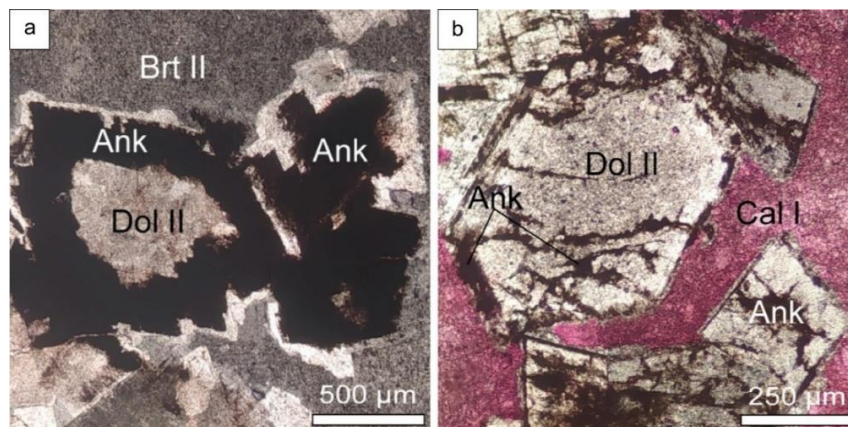


Fig. 58. Microphotographies illustrant le processus d'ankéritisation à Mesloul. (a) Cristaux de dolomite avec des bordures ankéritisées ; (b) Microfissures remplies d'ankérite à l'intérieur des cristaux de dolomite.

➤ Le quartz

La silicification représente une phase postérieure aux processus de dolomitisation, se traduit par des grains de quartz fumé, disséminés dans les calcaires (Fig. 59) et peuvent occasionnellement remplir les fractures. Au microscope, elle se présente sous forme de cristaux automorphes de quartz (Qtz II), d'une taille pouvant atteindre 2 mm, souvent disséminés dans la calcite micritique (Fig. 60). Les cristaux de quartz interstitiels sont également présents (Figs. 55b et 56).



Fig. 59. Macrophotographie montre le processus de silicification affectant les calcaires de Mesloulou.

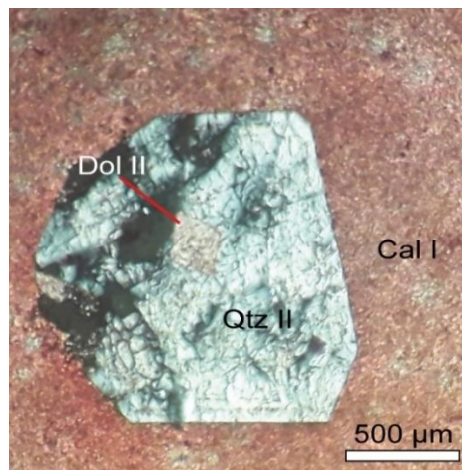


Fig. 60. Microphotographie montre une dolomitisation précédant la silicification à Mesloulou.

➤ La calcite

La calcite hydrothermale est largement observée dans les calcaires et les dolomies, se produisant à travers le remplissage des cavités de dissolution ainsi que des fractures présentes dans ces roches (Fig. 61).

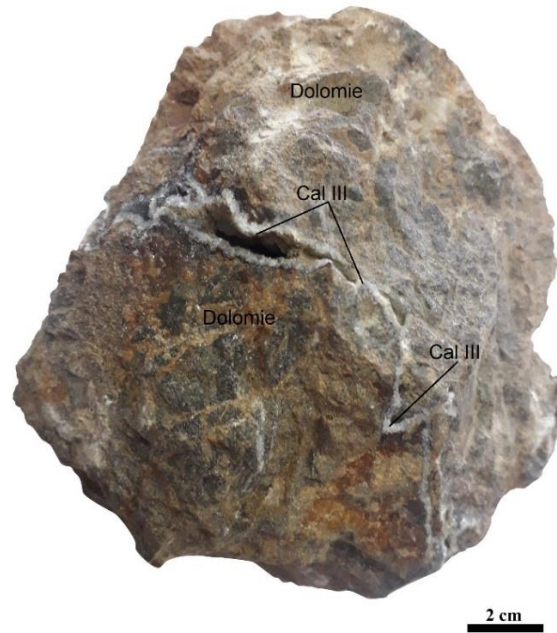


Fig. 61. Aspect macroscopique des calcaires aptiens de Mesloula recoupés par des filonnets de calcite.

Au microscope, elle se manifeste par le remplissage des cavités de dissolution par des petits cristaux xénomorphes de calcite (Cal II). Elle se présente également sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes de calcite (Cal III), remplissant des fissures (Fig. 62). Ce type de calcite (Cal III) se forme ultérieurement par rapport aux autres minéraux.

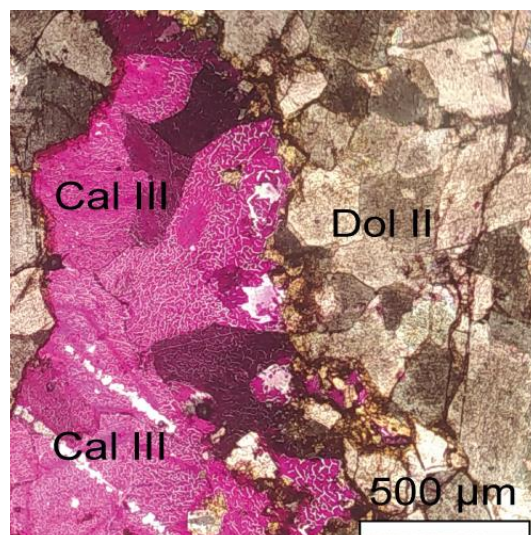


Fig. 62. Aspect microscopique de la calcite tardive (Cal III) recoupant les cristaux de dolomite.

III.3.3. Les minéraux d'altération hydrothermale de l'indice de Hameimat Nord**➤ La dolomite**

Dans le massif de Hameimat Nord, la dolomitisation résulte du remplacement des calcaires par les dolomies. Au microscope, elle est marquée par une matrice sombre à grains très fins de dolomite (dolomicrite) (Fig. 63).

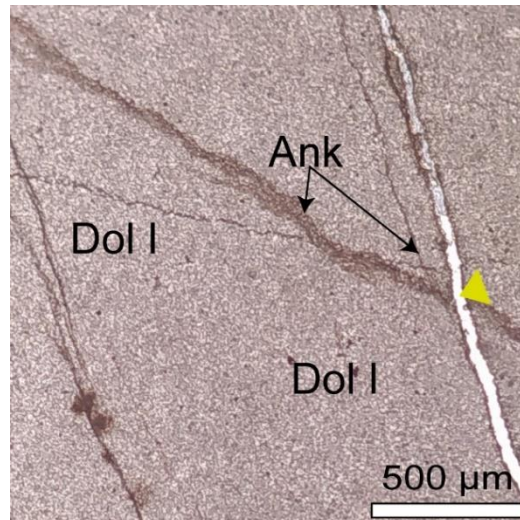


Fig. 63. Microphotographie montre la dolomitisation des carbonates de Hameimat Nord.

➤ L'ankérite

L'observation microscopique révèle l'existence d'une phase d'ankéritisation affectant les dolomies de Hameimat Nord. Elle se manifeste par des microfractures remplies d'ankérite, recoupant la micrite dolomitique et la calcite micritique (Fig. 63).

➤ Le quartz

Dans le massif de Hameimat Nord, la silicification est moins prononcée et est souvent marquée par la dissémination de cristaux de quartz bipyramidaux dans la matrice dolomitique (Fig. 64a,b), ou associées avec la calcite III.

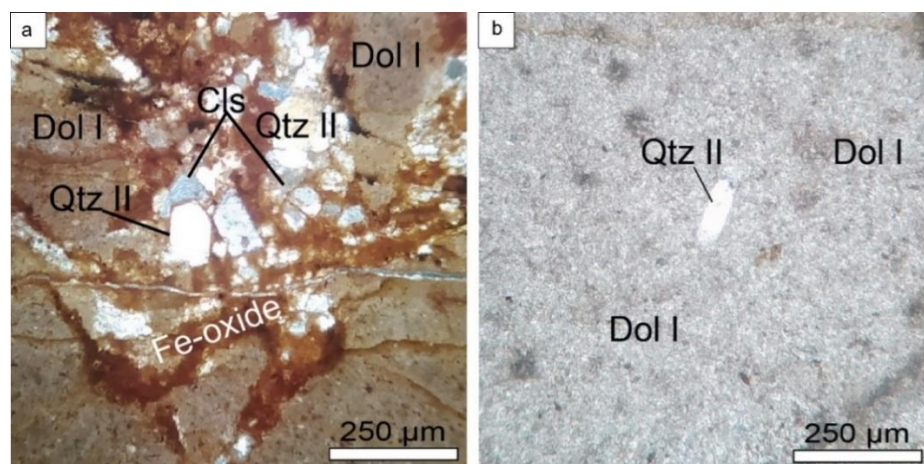


Fig. 64. Microphotographies montrant les cristaux de quartz disséminés dans la matrice dolomitique, et associés à la célestine (a).

➤ La calcite

La calcite hydrothermale se manifeste dans les calcaires et les dolomies de Hameimat Nord par le remplissage des vides et des fractures. Au microscope, la calcitisation se traduit par des cristaux millimétriques de calcite (Cal III), subautomorphes, occupant les fractures et recoupant les calcaires micritiques (Fig. 65).

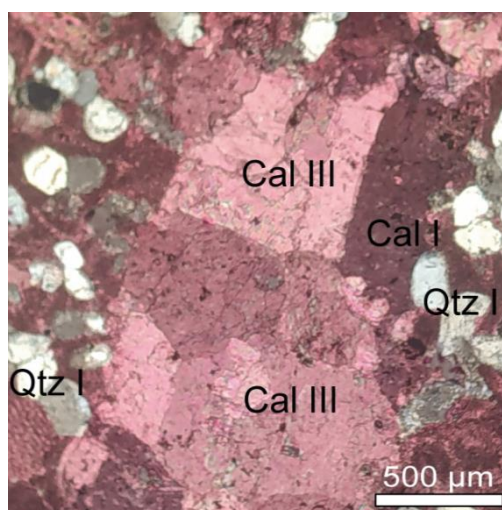


Fig. 65. Aspect microscopique de la calcite tardive (Cal III) remplissant les fissures recoupant les calcaires micritiques de Hameimat Nord.

III.4. Succussion paragénétique

D'après les observations de terrain et pétrographiques, la séquence paragénétique peut être divisée en trois stades principaux dans les trois sites étudiés (Tableau 1) :

- ✚ Une phase diagénétique durant laquelle les carbonates primaires de la roche se sont formés (Cal I), parallèlement au remplacement des calcaires par de la dolomie (Dol I).
- ✚ Une phase épigénétique débutant par un épisode de fracturation accompagné d'une recristallisation de la dolomie (Dol II), suivi d'une ankéritisation, puis le dépôt des principaux minéraux (barytine I, chalcopryrite, galène, sphalérite, tennantite, tétraédrite, barytine II, fluorine et calcite II. Un second épisode de fracturation s'accompagne d'une silicification importante (Qtz II) et du dépôt de calcite III.
- ✚ Une phase supergène caractérisée par le développement de produits d'altération des principaux minéraux, tels que la cérusite, l'anglésite, l'azurite, la malachite, la covellite et les oxydes de fer.

Tab. 1 : Succession paragenèse des phases minérales dans les trois gisements de minéralisations périadiapiriques étudiés.

Minéral	Phase diagénétique et processus d'altération	Phase épigénétique		Altération supergène
Calcite I Dolomite I	— —			
Barytine I Dolomite II Ankérite Barytine II Fluorine Tennantite Chalcopryrite Galène Sphalérite Calcite II Quartz II Calcite III		Fracturation	Fracturation	
Cérusite Anglésite Azurite Malachite Covellite Goethite				

III.5. Conclusion

Ce chapitre porte sur les processus d'altération hydrothermale affectant les faciès albiens-aptiens renfermant des minéralisations périapiques polymétalliques dans l'Atlas saharien algérien. Les gisements de barytine d'Ain Mimoun et les gisements de Pb-Zn-Ba-F de Mesloul et de Hameimat Nord font partie de cette zone. Les minéralisations sont composées principalement de barytine, fluorine, tennantite, galène, chalcopryrite tétraédrite et sphalérite, associées aux minéraux d'altération secondaire (cérusite, malachite, azurite, covellite et goethite). Les minéraux d'altération hydrothermale sont représentés par la dolomite et l'ankérite, le quartz et la calcite. Ces minéraux témoignent des processus de dolomitisation, suivie de l'ankéritisation, de la calcitisation, et enfin de la silicification.

CHAPITRE IV

GEOCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DES MINERAUX D'ALTERATION HYDROTHERMALE

IV.1. Introduction

L'étude géochimique et isotopique a joué un rôle essentiel dans la compréhension des conditions de formation des gisements métallifères, ainsi que dans l'interprétation de l'origine de la paragenèse minérale des dépôts métallifères. Son application est largement intensifiée au cours de ces dernières décennies, notamment dans l'étude des gisements hydrothermaux dans les différents contextes géologiques : magmatique, métamorphique et sédimentaire (Grandia *et al.*, 2003 ; Chen *et al.*, 2021 ; Leach *et al.*, 2010 ; Holser et Kaplan, 1966 ; Ohmoto, 1972 ; Ohmoto et Rye, 1979 ; Claypool *et al.*, 1980 ; Ohmoto, 1986 ; Bouzenoune, 1993 ; Laouar *et al.*, 2002 ; Salmi-Laouar *et al.*, 2004 ; Laouar *et al.*, 2018 ; Lekoui *et al.*, 2024). Dans le cadre de cette étude, l'analyse géochimique vise à caractériser la composition chimique des carbonates. Les isotopes du carbone nous permettent de distinguer l'origine organique ou non organique du carbone, tandis que les isotopes de l'oxygène nous permettent de déterminer les interactions fluide-roche ainsi que la température de dépôt de phases minérales cogénétiques. Toutefois, leur interprétation doit être intégrée à d'autres approches géologiques, minéralogiques et géochimiques. Les objectifs principaux sont donc de caractériser :

- ✚ la nature, l'origine et la source des fluides minéralisateurs.
- ✚ l'évolution de l'altération hydrothermale.

IV.2. Terminologie isotopique

Dans l'étude des minéralisations hydrothermales, les isotopes stables du soufre, de l'oxygène, du carbone et de l'hydrogène sont fréquemment utilisés. Chacun de ces éléments présente plusieurs isotopes stables, parmi lesquels les isotopes les plus légers (^{32}S , ^{16}O , ^{12}C , ^1H) sont les plus abondants (Tab. 2). La composition isotopique des composés naturels (solides, aqueux ou gazeux) peut être caractérisée par le rapport R, qui représente le rapport entre l'isotope lourd le plus abondant et l'isotope léger. Par exemple : $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, etc.

Les compositions isotopiques sont exprimées en pour mille (‰) par rapport à une valeur standard.

Tab. 2 : Valeurs naturelles des isotopes et leurs standards de référence (Campbell et Larson, 1998).

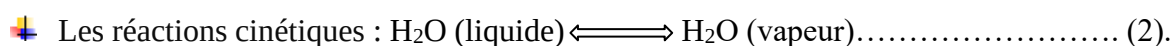
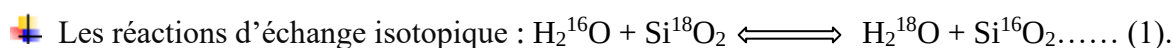
Élément	Isotope	Abondance atomique (%)	Rapport isotopique	Standard international de référence
Oxygène	^{16}O	99.763%	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) pour les carbonates
	^{17}O	0.0375%		
	^{18}O	0.1995%		
Carbone	^{12}C	98.89%	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	V-PDB
	^{13}C	1.11%		
Hydrogène	^1H	99.9844%	D/H	V-SMOW
	^2H (D)	0.0156%		
Soufre	^{32}S	95.02%	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	Canon Diablo Troilite (V-CDT)
	^{33}S	0.75%		
	^{34}S	4.21%		
	^{36}S	0.02%		

La notation delta (δ), exprimée en pour mille (‰), est la base de l'expression de la composition isotopique. Elle ne représente pas une teneur absolue, mais une mesure relative par rapport à un standard de référence (Tab. 2). Les mesures isotopiques sont donc toujours effectuées par comparaison avec ce standard, ce qui permet d'améliorer la précision et de faciliter l'interprétation. Les valeurs positives de δ indiquent un enrichissement en isotopes lourds par rapport au standard, tandis que les valeurs négatives traduisent un appauvrissement. Les échantillons enrichis sont souvent qualifiés de « lourds », et ceux appauvris, de « légers ». Toutefois, ces termes restent relatifs, et la base de comparaison doit toujours être précisée. Par exemple, un quartz avec une valeur de $\delta^{18}\text{O} = +2$ ‰ sera considéré comme « léger » par rapport à un autre quartz ayant $\delta^{18}\text{O} = +5$ ‰, bien que les deux soient enrichis (ou « lourds ») en comparaison au standard SMOW ($\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰).

Tab. 3 : Terminologie des isotopes stables (Campbell et Larson, 1998)

Nom	Symbole	Définition
Rapport absolu d'abondance	R	$R = \text{molécules de l'isotope lourd} / \text{molécules de l'isotope léger}$
Enrichissement relatif isotopique	Δ	$\delta \text{ ‰} = ((R_{\text{ech}} / R_{\text{std}}) - 1) 10^3$
Coefficient de fractionnement isotopique (α)	α_{xy}	$\alpha_{xy} = R_x / R_y$ $\alpha_{xy} = \delta_x + 10^3 / \delta_y + 10^3$ $10^3 \ln \alpha_{xy} \approx \Delta_{xy}$
Fractionnement isotopique relatif (Δ)	Δ_{xy}	$\Delta_{xy} \equiv \delta_x - \delta_y$

Les isotopes légers d'un élément ne se répartissent pas de manière aléatoire entre les différentes phases lors des réactions chimiques. Leur distribution dépend de la masse des isotopes et des conditions physico-chimiques du système, un phénomène connu sous le nom de fractionnement isotopique (Hoefs, 2018). Par exemple, lors de la précipitation du quartz à partir d'un fluide hydrothermal, le rapport isotopique de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) mesuré dans le quartz diffère de celui du fluide d'origine. Cette différence résulte d'un fractionnement isotopique entre le minéral et le fluide (Matsuhisa et al., 1978). Le fractionnement isotopique est contrôlé par deux processus principaux : les réactions d'échange à l'équilibre et les réactions cinétiques.



Le premier se produit lorsque les réactions atteignent un équilibre thermodynamique ; dans ce cas, la répartition des isotopes entre les phases dépend essentiellement de la température (Urey, 1947 ; Hoefs, 2018). Le second intervient dans des processus unidirectionnels ou rapides, tels que les précipitations non réversibles, où les isotopes légers réagissent plus rapidement que les isotopes lourds, entraînant un fractionnement dépendant de la cinétique des réactions (Clark et Fritz, 1997).

Les isotopes légers, en raison de leur moindre masse, participent généralement plus rapidement aux réactions chimiques que les isotopes lourds, qui forment des liaisons chimiques

plus fortes. Cela conduit à un enrichissement des produits initiaux en isotopes légers, surtout dans des processus cinétiques. Dans un système fermé, la progression de la réaction tend à équilibrer la composition isotopique entre les réactifs et les produits. Pour décrire le fractionnement isotopique à l'équilibre entre deux phases, on utilise le coefficient de fractionnement isotopique, noté α , défini comme suit : $\alpha_{xy} = R_x / R_y$, où R représente le rapport isotopique d'un élément donné (par exemple $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Cette valeur permet de comparer directement la composition isotopique de deux minéraux ou phases en équilibre (Tab. 3).

Les fractionnements isotopiques observés entre des couples de minéraux cogénétiques peuvent être utilisés pour estimer la température de formation des assemblages minéraux, une méthode connue sous le nom de géothermométrie isotopique. Pour que cette approche fournisse des résultats fiables, il est essentiel que les deux minéraux aient été en équilibre isotopique au moment de leur précipitation à partir du fluide minéralisant. De plus, ils ne doivent avoir subi aucun échange isotopique ultérieur afin de préserver leur composition isotopique d'origine. À titre d'exemple, le couple sphalérite–galène est fréquemment utilisé dans les études de gisements hydrothermaux. Lorsque ces minéraux sont cogénétiques et isotopiquement stables depuis leur formation, le fractionnement isotopique mesuré entre eux permet de déterminer la température à laquelle le dépôt s'est formé.

IV.3. Sélection des échantillons

Environ 50 échantillons de dolomie, de calcaire et de barytine ont été prélevés dans les formations aptiennes et albiennes des gisements d'Ain Mimoun, de Mesloula et de Hameimat Nord pour cette étude. Parmi ceux-ci, un échantillon de calcaire non altéré a été prélevé dans chaque localité. Les analyses géochimiques et isotopiques du carbone et de l'oxygène se sont effectuées sur les minéraux carbonatés séparés (n=12). Parmi eux, trois échantillons de calcite provenant du gisement de barytine d'Ain Mimoun et un échantillon de calcite de Mesloula appartiennent à la génération de calcite tardive (Cal III). De plus, trois échantillons de dolomite

d'Ain Mimoun et un échantillon de Mesloula, tous de la génération Dol II, ainsi que trois échantillons d'ankérite d'Ain Mimoun et un de Mesloula ont été analysés (Tab. 4). En parallèle, cinq échantillons de roche totale, comprenant un échantillon de calcaire micritique d'Ain Mimoun, un échantillon de Mesloula, un échantillon de Hameimat Nord, et deux échantillons de dolomicrite provenant de Hameimat Nord, ont également été sélectionnés pour les mêmes analyses.

IV.4. Techniques analytiques

Les minéraux séparés ont été préparés par cueillette manuelle sous microscope binoculaire. Pour l'analyse des éléments majeurs et traces, 16 échantillons ont été analysés par fluorescence X (XRF) au laboratoire de minéralogie de la Faculté des sciences de l'Université de Sfax. La fluorescence X est une technique performante permettant une détermination élémentaire rapide (1 à 3 minutes par échantillon). L'analyse a été effectuée à l'aide d'un appareil ThermoScientific Niton FXL FM-XRF, équipé d'un tube à rayons X de 50 kV et 200 μ A, et utilisant une technologie de détection par dérive CDD GOLDD (Fig. 66). Les échantillons ont été finement broyés, puis chauffés à 50 °C à la vapeur pendant une nuit. La poudre obtenue a été placée dans une capsule en plastique à double extrémité pour fluorescence X (diamètre 32 mm), dont une extrémité était préalablement recouverte d'un film mince en polypropylène échangeable TF-240-255. Des standards de carbonates appropriés ont été utilisés pour calibrer les éléments majeurs, en particulier le calcium et le magnésium.

Tab. 4 : Description pétro-minéralogique des échantillons carbonatés des localités d'Ain
Mimoun, Mesloulou et Hameimat Nord.

Localisation	N° Echantillon	Minéral	Description
Ain Mimoun F1	21AMF1 (RT)	Calcite	Calcaire micritique Albien foncé à grains fins, quartz et bioclastes remplis de cristaux millimétriques de calcite
Mesloulou	22Ms9 (RT)	Calcite	Calcaire micritique Aptien très fin, texture wackestone, quartz automorphes, cavités remplies de calcite
Hameimat Nord	22Hm7 (RT)	Calcite	Calcaire micritique Aptien très fin, filonnets de célestine/ankérite, grains irréguliers d'ankérite
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Cal)	Calcite	Cristaux xénomorphes à subautomorphes (~1 mm), remplissant fractures
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Cal)	Calcite	Cristaux xénomorphes (0,5 à 1 mm), remplissant des fractures
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Cal)	Calcite	Cristaux automorphes à subautomorphes >1 mm, remplissant fractures
Mesloulou	22Ms4 (Cal)	Calcite	Cristaux de calcite zonée xénomorphe (<500 µm), dans fissures de dolomie poreuse
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Dol)	Dolomite	Cristaux automorphes fins à moyens, losangiques, associés à l'ankérite
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Dol)	Dolomite	Cristaux subautomorphes moyens, bords ankéritisés
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Dol)	Dolomite	Cristaux fins (<400 µm), forme losangique, bords ankéritisés
Mesloulou	22Ms4 (Dol)	Dolomite	Cristaux xénomorphes (>400 µm), gris foncé, bords ankéritisés, stylolites d'ankérite
Hameimat Nord	22Hm1 (RT)	Dolomie	Dolomicrite sombre, très fine, traversée par filonnets de célestine et d'ankérite
North Hameimat	22Hm11 (RT)	Dolomie	Dolomicrosparite fine, beige, avec filonnets fins d'ankérite
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Ank)	Ankérite	Cristaux subautomorphes fins remplissant fractures
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Ank)	Ankérite	Cristaux automorphes de grande taille remplissant fractures
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Ank)	Ankérite	Cristaux subautomorphes et xénomorphes fins remplissant fractures
Mesloulou	22Ms4 (Ank)	Ankérite	Veines d'ankérite en bordure de cristaux de dolomite, les traversant

L'étalonnage de l'analyse du calcium est réalisé à l'aide des standards internationaux suivants : SiO₂ (19 100 ppm), NIST (6 003 ppm), USGS (308 436 ppm), RCRA1 (17 938 ppm) et BCR32 (370 209 ppm), ainsi que des échantillons standards internes de carbonates : KH1, KH17, KH20 et KH38, dont la teneur en calcium est connue et varie entre 35 142 ppm et

200 785 ppm. L'étalonnage du magnésium est réalisé à l'aide de trois standards internationaux : NIST (14 600 ppm), RCRA1 (13 933 ppm) et BCR32 (30 480 ppm), ainsi que de deux échantillons standards internes de carbonates : KH1 (36 660 ppm) et KH17 (110 220 ppm).



Fig. 66. Appareil de spectrométrie par fluorescence X (XRF) utilisé et le principe de fonctionnement de la méthode d'analyse.

L'analyse isotopique du carbone et de l'oxygène dans les carbonates nécessite l'utilisation de 1 mg du minéral pur pour extraire le CO_2 et effectuer une analyse simultanée des isotopes de l'oxygène et du carbone. Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été réalisées au Laboratoire d'isotopes stables Ján Veizer de l'Université d'Ottawa, au Canada. L'acide phosphorique anhydre, préparé selon la méthode de [Coplen *et al.* \(1983\)](#), a été placé dans un Exetainer et dégazé sous vide pendant une heure. Les échantillons de calcite et de dolomite ont ensuite réagi avec cet acide à 25 °C (pendant 24 heures pour la calcite) et à 50 °C (pendant 24 heures pour la dolomite), libérant du CO_2 . Ce dernier a été recueilli sous flux continu d'hélium à l'aide d'un banc d'essai à gaz II (Thermo Finnigan) avant d'être analysé pour ses rapports isotopiques sur un spectromètre de masse Delta XP (Thermo Finnigan). Les rapports isotopiques sont exprimés en δ (‰) par rapport aux standards V-PDB pour le carbone et l'oxygène. Les données ont été normalisées selon les normes internationales NBS18, NBS19

et LSVEC. La précision analytique (2σ) est de $\pm 0,1\%$. Les données relatives à l'oxygène ont été converties en V-SMOW ($\delta^{18}\text{OV-SMOW} = 1,0309 \delta^{18}\text{OV-PDB} + 30,92$; [Coplen et al., 2002](#)) pour l'interprétation.

IV.5. Résultats

IV.5.1. Géochimie

Dans les différentes zones étudiées, les résultats des éléments majeurs et traces dans la roche totale des carbonates ainsi que des minéraux séparés (calcite, dolomite et ankérite) sont présentés dans le Tableau 5.

IV.5.1.1. Roche totale

Les analyses géochimiques des éléments majeurs montrent un enrichissement marqué en CaO dans les calcaires des trois sites étudiés. Les calcaires d'Ain Mimoun et de Mesloulia présentent les teneurs les plus élevées en CaO, respectivement 56,38% et 56,11%, suivis de ceux de Hameimat Nord avec une teneur légèrement inférieure de 52,90%. En revanche, les dolomies de Hameimat Nord affichent des concentrations plus faibles en CaO (29,06% et 30,02%) mais se distinguent par des teneurs élevées en MgO (14,97% et 16,40%), contrairement aux calcaires où le MgO est présent en quantités très faibles. Les dolomies de Hameimat Nord présentent également des teneurs modérées en SiO₂ (5,72% et 7,24%) et en Fe₂O₃ (4,67% et 7,01%), tandis que les calcaires de cette région atteignent une teneur légèrement plus élevée en SiO₂ (7,44%). Par ailleurs, les autres oxydes, tels que TiO₂, K₂O, MnO et SO₃, sont présents en quantités très faibles (<1%) dans l'ensemble des échantillons étudiés.

Concernant les éléments en traces, les calcaires et les dolomies des trois localités présentent des teneurs en strontium (Sr) particulièrement élevées à Hameimat Nord (781 à 1116 ppm), tandis que des concentrations plus faibles sont enregistrées dans les calcaires d'Ain Mimoun et de Mesloulia, avec respectivement 107 ppm et 224 ppm. Les teneurs les plus élevées

en Pb sont relevées dans un échantillon de dolomie de Hameimat Nord (177,66 ppm) et un échantillon de calcaire de Mesloulou (135,46 ppm), tandis que les autres échantillons de calcaire et de dolomie des trois zones présentent des concentrations plus faibles (<34,37 ppm). Enfin, les concentrations en Zn dans les calcaires et dolomies varient de 17,37 à 49,17 ppm.

IV.5.1.2. Minéraux séparés

Les analyses des minéraux carbonatés séparés (calcite, dolomite et ankérite) révèlent des variations significatives des concentrations en éléments majeurs et traces entre les différents minéraux et les sites étudiés, comme le montre le tableau 5. Dans la calcite filonienne (Cal III), les concentrations en éléments majeurs mettent en évidence une forte dominance du CaO dans tous les échantillons analysés. À Ain Mimoun, les teneurs en CaO varient entre 55,67% et 58,17%, tandis qu'à Mesloulou, elles atteignent 56,10%. Les autres oxydes y sont présents en très faibles proportions (<1%). Aussi, les dolomites présentent des teneurs en CaO nettement inférieures, comprises entre 28,56% et 30,15% à Ain Mimoun, et atteignant 30,76% à Mesloulou. Les concentrations en MgO sont plus élevées dans deux échantillons de dolomite d'Ain Mimoun, avec des teneurs variant entre 17,17% et 18,48%, tandis qu'un troisième échantillon affiche une valeur plus faible (13,60%). À Mesloulou, la dolomite présente une teneur en MgO plus élevée (22,29%) que celles observées à Ain Mimoun et au Hameimat Nord. Les concentrations en Fe₂O₃ dans les échantillons d'Ain Mimoun sont légèrement plus élevées, avec des teneurs de 2,18%, 3,58% et 3,82%, par rapport à celles de Mesloulou, où elles atteignent 1,53%. Les autres oxydes, tels que SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, MnO, K₂O et SO₃, montrent des teneurs très faibles, ne dépassant pas 0,5%. Enfin, les échantillons d'ankérite d'Ain Mimoun montrent une dominance en CaO et en Fe₂O₃. Les concentrations de CaO dans deux échantillons varient entre 40,57% et 41,74%, alors qu'un troisième échantillon a une teneur plus élevée (47,72%). Pour le Fe₂O₃, les valeurs sont comprises entre 16,00% et 16,99%, mais elles sont plus faibles dans le troisième échantillon (13,10%). Le MgO est présent dans les échantillons d'ankérite en

faibles proportions, comprises entre 2,82%, 3,40% et 3,44%. Les autres éléments majeurs se trouvent en très faibles concentrations.

Les éléments traces analysés dans les échantillons de minéraux carbonatés séparés sont principalement représentés par le Zr, Y, Sr, Zn, Pb et Cu. Parmi ces éléments, le Sr est le plus abondant dans la majorité des échantillons, avec des teneurs très élevées observées dans la calcite filonienne d'Ain Mimoun (619,66 à 1255,41 ppm) et dans les échantillons d'ankérite (996,7 à 1327,8 ppm). Par contre, les concentrations de Sr dans la calcite filonienne de Mesloulou ainsi que dans les dolomites d'Ain Mimoun et de Mesloulou sont nettement plus faibles, ne dépassant pas 50 ppm. Les teneurs en zinc (Zn) sont généralement faibles dans la plupart des échantillons de calcite et de dolomite, variant entre 17,37 ppm et 59,93 ppm. Toutefois, dans l'ankérite d'Ain Mimoun, les concentrations en Zn sont plus élevées, oscillant entre 106,8 ppm et 181,82 ppm. Une exception notable est la calcite de Mesloulou, qui présente une concentration en Zn atteignant 595,66 ppm. Les concentrations de plomb (Pb) sont relativement faibles dans la plupart des échantillons, comprises entre 31,86 ppm et 66,27 ppm. Cependant, une teneur nettement plus élevée en Pb est observée dans la calcite de Mesloulou, atteignant 2242,85 ppm. Enfin, d'autres éléments traces tels que le zirconium (Zr) et l'yttrium (Y) sont présents dans tous les échantillons en concentrations très faibles, ne dépassant pas 20 ppm.

Ain Mimoun											Mesloul			Hameimat nord		
Sample	21AMF1(RT)	21AM1(Cal)	21AM2(Cal)	21AM3(Cal)	21AM1(Dol)	21AM2(Dol)	21AM3(Dol)	21AM1(Ank)	21AM2(Ank)	21AM3(Ank)	22Ms9(RT)	22Ms4(Cal)	22Ms4(Dol)	22Hm7(RT)	22Hm1(RT)	22Hm11(RT)
<i>Major oxides (wt%)</i>																
SiO ₂	n.a	0.31	0.10	0.08	0.07	0.12	0.07	0.56	0.66	0.70	0.54	n.a	0.16	7.44	5.72	7.24
TiO ₂	0.02	n.a	n.a	n.a	n.a	0.01	n.a	0.01	0.02	n.a	n.a	n.a	n.a	0.08	0.14	0.19
Al ₂ O ₃	0.48	0.11	n.a	n.a	n.a	n.a	0.12	n.a	n.a	n.a	n.a	0.09	n.a	0.13	0.81	2.00
Fe ₂ O ₃	0.51	n.a	n.a	n.a	3.58	3.82	2.18	16.49	13.10	16.99	0.06	n.a	1.53	0.85	4.67	7.01
MgO	0.81	n.a	n.a	1.30	18.48	13.60	17.17	3.40	3.44	2.82	n.a	0.90	22.29	0.55	16.40	14.97
CaO	56.38	58.17	56.67	55.67	30.15	28.59	28.56	40.57	47.72	41.74	56.11	56.10	30.76	52.90	30.02	29.06
MnO	0.04	0.20	0.13	0.14	0.21	0.21	0.14	0.37	0.29	0.43	0.03	0.02	0.13	0.01	0.11	0.12
Na ₂ O	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
K ₂ O	0.22	0.02	0.01	0.01	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.01	n.a	0.22	0.69	0.82
P ₂ O ₅	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
SO ₃	0.10	0.10	0.12	0.09	0.06	0.06	0.07	0.04	0.07	n.a	n.a	0.18	0.08	0.06	n.a	0.06
LOI	41.60	42.90	43.20	42.40	48.00	48.80	48.70	37.75	38.30	38.00	42.50	42.10	45.60	38.40	40.80	38.60
<i>Trace elements (ppm)</i>																
Zr	6.2	9.48	n.a	6.88	5.63	3.57	5.16	18.87	11.53	19.8	n.a	n.a	10.89	21.82	36.73	51.12
Y	n.a	n.a	n.a	n.a	3.59	2.3	2.1	5.69	2.67	6.59	n.a	n.a	2.57	1.85	4.66	5.54
Sr	223.53	1255.41	619.66	1140.23	29.06	33.87	19.85	1235.31	996.7	1327.8	107.21	48.53	26.93	781.36	796.81	1116.38
U	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Zn	17.37	26.79	n.a	24.58	n.a	n.a	n.a	139.18	106.8	181.82	n.a	595.66	59.93	17.58	44.64	49.17
Cr	n.a	n.a	n.a	n.a	20.35	33.52	14.77	109.57	82.99	117.18	n.a	n.a	27.44	n.a	45.86	69.63
V	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	17.09	n.a	77.31	51.82	49.36	n.a	n.a	19.35	24.4	37.54	48.4
Rb	2.67	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.15	n.a	2.26	n.a	1.71	n.a	6.43	15.29	17.07
Nb	n.a	n.a	2.78	n.a	7.8	4.25	6.37	5.01	n.a	4.39	n.a	n.a	7.53	n.a	n.a	2.45
Ni	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	47.1	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Cu	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	460.79	364.52	529.46	n.a	68.44	n.a	n.a	n.a	n.a
Pb	18.99	66.27	32.13	58.73	n.a	n.a	n.a	45.77	31.86	55.88	135.46	2242.85	20.1	27.54	34.37	177.96

Tab. 5 : Résumé de la composition chimique des roches totales de carbonates et des minéraux séparés des gisements d'Ain Mimoun, de Mesloul et de Hameimat Nord (n.a : non analysé ; RT : Roche Totale). Les minéraux carbonatés séparés proviennent de la phase épigénétique principale.

IV.5.2. Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Des analyses isotopiques stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur des échantillons de roches carbonatées totales, fraîches et altérées, ainsi que sur des phases minérales carbonatées séparées de la phase épigénétique principale. Les résultats obtenus sont présentés dans les Tableaux 6, 7 et 8.

Les calcaires albiens et aptiens d'Ain Mimoun, de Mesloulou et de Hameimat Nord présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ quasi similaires, respectivement de 1,2 ‰, 3,1 ‰ et 1,9 ‰ (moyenne = 2,1 ‰) et de 24,2 ‰, 25,2 ‰ et 27,3 ‰ (moyenne = 25,6 ‰). Cependant, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ obtenues à partir des dolomicrites de Hameimat Nord sont relativement plus faibles (-0,1 ‰ et 2,6 ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$, et 18,2 ‰ et 26,8 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite tardive (Cal III) d'Ain Mimoun (n=3) sont négatives, comprises entre -4,3 et -3,2 ‰ (moyenne = -3,8 ‰), tandis que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ varient entre +21,0 ‰ et +22,5 ‰ (moyenne = 21,8 ‰). Comparées à celles d'Ain Mimoun, les calcites tardives du gisement de Mesloulou présentent un léger enrichissement isotopique, avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ atteignant respectivement -2,4 ‰ et +23,5 ‰. Les compositions isotopiques stables du carbone et de l'oxygène des deux dolomites automorphes d'Ain Mimoun (Dol II) présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -0,2‰ et -0,3‰, tandis que les deux échantillons présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ identiques de +18,4‰. Cependant, les dolomites subautomorphes à xénomorphes montrent quant à elles des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ légèrement inférieures (-0,6 ‰) et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ légèrement supérieures (+18,7 ‰). À l'inverse, la dolomite xénomorphe de Mesloulou affiche des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, respectivement de +3,9 ‰ et +23,6 ‰. L'ankérite, qui a précipité après la dolomite et avant la calcite tardive, présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus négatives dans les échantillons d'Ain Mimoun, comprises entre -4,1 et -3,4 ‰ (moyenne = -3,8 ‰), tandis que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ restent relativement similaires, comprises entre 20,9 et 21,0 ‰ (moyenne = 21,0 ‰). En revanche, l'échantillon

d'ankérite de Mesloula présente une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ positive de +2,3 ‰ et une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ élevée de 22,5 ‰, comparativement à celles enregistrées à Ain Mimoun.

➤ **La calcite**

Tab. 6 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) des calcaires et les minéraux de la calcite III.

Localisation	N° Echantillon	Minéral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} (\text{‰})$
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Cal)	Calcite	-3.9	-8.7	+21.9
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Cal)	Calcite	-4.3	-8.2	+22.5
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Cal)	Calcite	-3.2	-9.6	+21
Mesloula	22Ms4 (Cal)	Calcite	-2.4	-7.2	+23.5
Ain Mimoun (F1)	21AMF1 (RT)	Calc. Albien	1.2	-6.5	+24.2
Mesloula	22M9 (RT)	Calc. Aptien	3.1	-5.5	+25.2
Hameimat Nord	22 Hm7 (RT)	Calc. Aptien	1.9	-3.5	+27.3

➤ **La dolomite**

Tabl. 7 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) des dolomies et dolomites.

Localisation	N° Echantillon	Minéral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} (\text{‰})$
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Dol)	Dolomite	-0.3	-12.1	18.4
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Dol)	Dolomite	-0.6	-11.8	18.7
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Dol)	Dolomite	-0.2	-12.1	18.4
Mesloula	22Ms4 (Dol)	Dolomite	3.9	-7.1	23.6
Hameimat Nord	22Hm11 (RT)	Dolomie	2.6	-12.3	18.2
Hameimat Nord	22Hm1 (RT)	Dolomie	-0.1	-4.0	26.8

➤ **L'ankérite**

Tabl. 8 : Résultats isotopiques de l'oxygène (O) et du carbone (C) de l'ankérite.

Localisation	N° Echantillon	Minéral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} (\text{‰})$
Ain Mimoun (F4)	21AM1 (Ank)	Ankérite	-4.0	-9.7	+20.9
Ain Mimoun (F4)	21AM2 (Ank)	Ankérite	-3.4	-9.6	+21
Ain Mimoun (F4)	21AM3 (Ank)	Ankérite	-4.1	-9.6	+21
Mesloulou	22Ms4 (Ank)	Ankérite	2.3	-8.2	+22.5

IV.6. Interprétation et discussion**IV.6.1. Géochimie des minéraux d'altération hydrothermale****IV.6.1.1. Eléments majeurs**

D'après la Figure. 67, on observe une relation négative entre le CaO et le MgO : la teneur en MgO augmente du calcaire total, composé principalement de calcite (à forte teneur en CaO), vers la roche dolomitique et les minéraux dolomitiques. Cela peut clairement s'expliquer par le processus de dolomitisation (substitution de Mg^{2+} à Ca^{2+} dans les minéraux carbonatés) ayant affecté ces roches dans l'ensemble des gisements d'Ain Mimoun, de Mesloulou et de Hameimat Nord pendant la circulation de fluides relativement chauds.

L'analyse des teneurs en Mg dans les minéraux dolomitiques (Tableau 5 et Fig. 67a) montre que la dolomitisation est plus marquée dans le gisement de Mesloulou, caractérisé par la teneur en MgO la plus élevée (22,29 % en poids), suivie d'Ain Mimoun (18,48 % en poids) puis de Hameimat Nord (16,40 % en poids). Il est bien établi que la dolomitisation hydrothermale des calcaires se produit fréquemment en conditions d'enfouissement à faible profondeur, sous l'action de fluides salins relativement chauds et sous haute pression ([Davis et Smith, 2006](#)). Ce type d'altération est observé dans de nombreux gisements périadiapiriques du nord-est de l'Atlas saharien algérien ([Dubourdieu, 1956](#) ; [Salmi-Laouar, 2004](#) ; [Sami, 2011](#)) et

tunisien ([Abidi et al., 2010](#) ; [Bejaoui et al., 2013](#) ; [Bouhlef et al., 2016](#) ; [Bouhlef et al., 2024](#)). De même, de nombreux gisements de type vallée du Mississippi sont encaissés dans la dolomie hydrothermale ([Anderson et Macqueen, 1982](#) ; [Sangster, 1990, 1996](#) ; [Nelson, 1991](#) ; [Leach et Sangster, 1993](#)). Les minéraux de calcite d'Ain Mimoun et de Mesloulia conservent toutefois leur composition chimique, avec des teneurs élevées en CaO d'environ 56 % en poids, comparables à celles des roches calcaires globales. Cependant, la composition isotopique de l'oxygène de ces phases de calcite est différente de celle du calcaire hôte (voir ci-dessous), ce qui indique que le Ca peut également provenir du lessivage des roches sédimentaires profondes par les fluides hydrothermaux.

L'ankéritisation mise en évidence par des teneurs en Fe_2O_3 s'intensifie lorsque la teneur en CaO diminue. À Ain Mimoun, la cristallisation d'ankérite est particulièrement marquée, avec la teneur en Fe_2O_3 la plus élevée (16,99 % en poids). Cette tendance est également observable dans les dolomies d'Ain Mimoun, de Mesloulia et de Hameimat Nord, où les concentrations en Fe_2O_3 varient entre 1,53 et 7,01 % en poids. Ces valeurs traduisent l'altération progressive des calcaires en carbonates enrichis en fer et en magnésium (Fig. 67b). La Fig. 67f montre clairement que la teneur en MnO augmente parallèlement à celle du Fe_2O_3 , révélant une corrélation positive marquée entre les roches calcaires hôtes, les dolomites altérées et les minéraux d'ankérite, comme l'ont également confirmé les travaux de [Shah et al. \(2012\)](#). Cette relation a également été signalée par [Hiran et al. \(2018\)](#), qui ont montré que les concentrations en Fe et en Mn sont nettement plus élevées dans les dolomies fortement altérées que dans les calcaires non altérés.

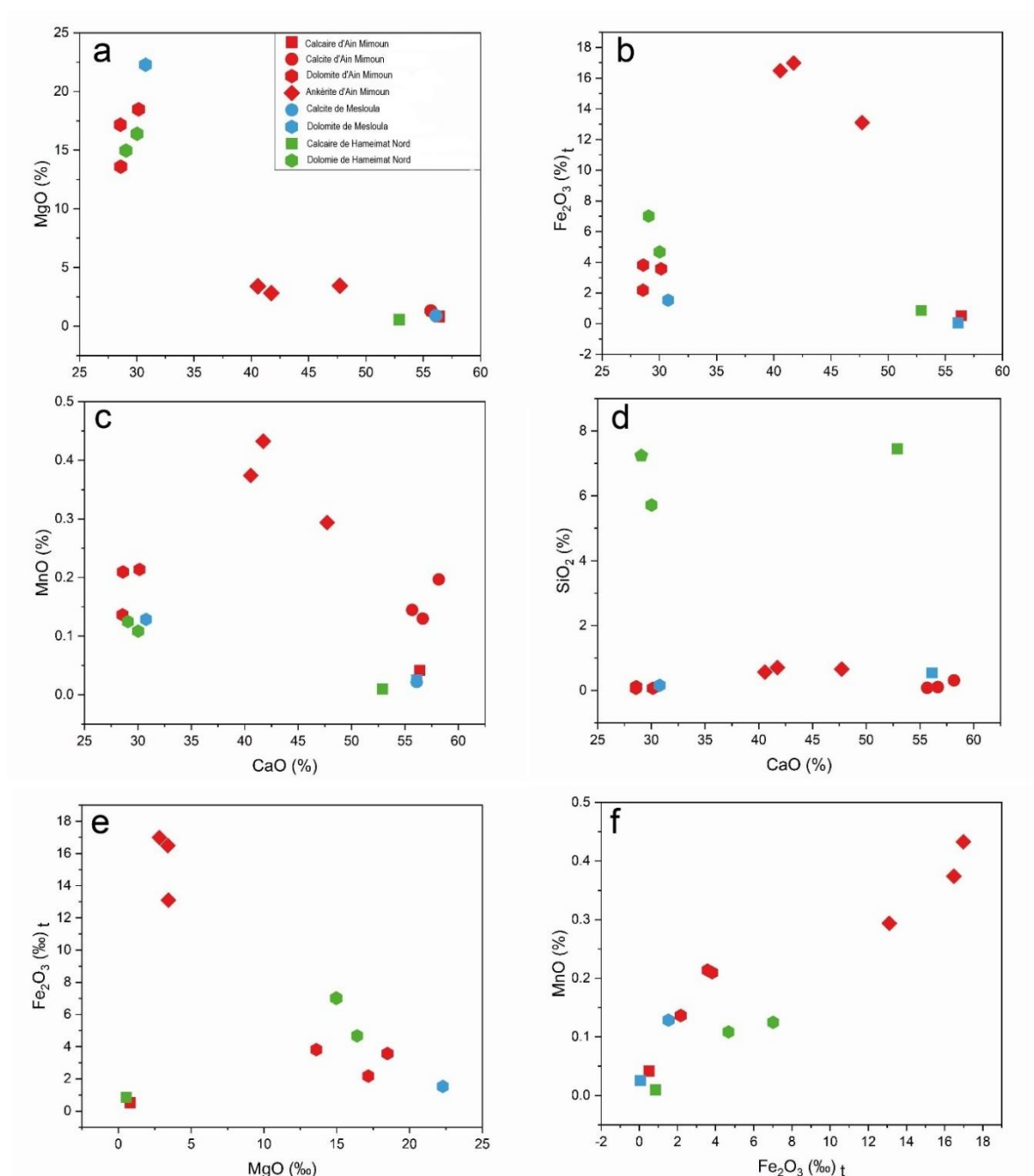


Fig. 67. Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les roches carbonatées et les minéraux séparés de la principale phase épigénétique des gisements d'Ain Mimoun, Mesloul et Hameimat Nord.

Puisque la silicification se manifeste par la cristallisation de quartz automorphe d'origine hydrothermale dans les trois localités étudiées, aucune relation n'est observée entre le CaO (des roches carbonatées) et le SiO₂ associé à ce processus (Fig. 67d). L'observation pétrographique montre que l'ankéritisation est postérieure à la dolomitisation, la calcite III se

forme en phase tardive. Ainsi, lors de l'ankéritisation, le Fe^{2+} se substitue le Ca^{2+} et le Mg^{2+} ; ceci se traduit par des relations inverses entre Fe_2O_3 et CaO d'une part (Fig. 67b), et entre Fe_2O_3 et MgO d'autre part (Fig. 67e).

IV.6.1.2. Éléments en traces

Les teneurs en éléments traces des minéraux hydrothermaux séparés varient d'un site à l'autre selon le type de minéralisation. Elles sont principalement caractérisées par des concentrations élevées en Sr, Pb, Zn, Cu, tandis que Zr, Y, Cr, V, Rb et Nb ne sont présents qu'en très faibles proportions.

Le strontium (Sr), élément trace capable de se substituer au calcium (Ca) dans le réseau cristallin des carbonates ([Littlewood et al., 2017](#) ; [Molnár et al., 2025](#)), présente des concentrations plus faibles dans les calcaires d'Ain Mimoun et de Mesloulia (de 223,53 à 107,21 ppm) que dans les dolomies de Hameimat Nord (de 796,81 à 1116,38 ppm). Des concentrations plus élevées, pouvant atteindre 1328 ppm, sont enregistrées dans les carbonates hydrothermaux, principalement la calcite et l'ankérite. Les dolomies, quant à elles, présentent des valeurs plus faibles, jusqu'à 27 ppm dans le gisement de Mesloulia. L'enrichissement en strontium (Sr) se produit donc lors de l'altération hydrothermale, principalement la calcitisation et l'ankéritisation (c'est-à-dire les processus d'altération les plus récents), et est probablement étroitement lié à l'enrichissement en baryum (Ba) qui contribue à la formation et au dépôt de barytine et de célestine dans les gisements de Mesloulia et de Hameimat Nord (Fig. 68a,b) ([Zedam, 2012](#) ; [Salmi-Laouar, 2004](#)) et d'autres gisements péridiapiriques de Tunisie ([Abidi et al., 2012](#) ; [Souissi et al., 2007](#)). Par exemple, dans les calcites filoniennes et les ankérites d'Ain Mimoun, les concentrations en Sr varient selon la morphologie cristalline : les cristaux de calcite xénomorphes présentent une teneur en Sr plus faible (619,66 ppm) que les cristaux de calcite automorphes à subautomorphes (1140 à 1255 ppm) (Tableau 4 et 5). Pour l'ankérite, les cristaux

subautomorphes présentent des teneurs en Sr allant de 1235 à 1328 ppm, tandis que les grands cristaux automorphes présentent des teneurs légèrement inférieures (997 ppm) (Tableau 4 et 5).

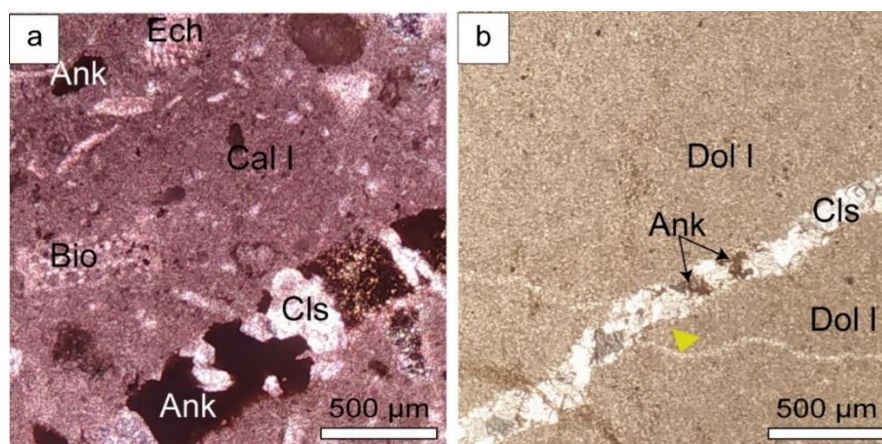


Fig. 68. Microphotographies montrant les filonnets de célestine et d'ankérite recoupant les carbonates de Hameimat Nord. (a) Calcaires micritiques recoupés par des veines de célestine et d'ankérite ; (b) Filonnets de célestine recoupant les dolomicrites.

Le plomb est appauvri dans la plupart des calcites et ankérites hydrothermales d'Ain Mimoun, avec des concentrations n'excédant pas 66,27 ppm, tandis qu'à Mesloulou, les calcites présentent des teneurs en plomb nettement supérieures, atteignant 2243 ppm. Ceci est très probablement lié à la nature des fluides hydrothermaux : ces derniers sont plus riches en plomb dans la région de Mesloulou, où se sont déposés les plus importants gisements de plomb de la région. Les concentrations en zinc les plus élevées sont observées dans les ankérites d'Ain Mimoun et dans les calcites et dolomites de Mesloulou (les minéraux hydrothermaux les plus récents). Cet enrichissement peut également s'expliquer par la présence de sphalérite dans les gisements de Mesloulou et d'Ain Mimoun (Laouar *et al.*, 2016 ; Zedam *et al.*, 2022), comparativement à sa rareté dans le gisement de Hameimat. Des teneurs élevées en cuivre (365 à 529 ppm) ont été observées dans les ankérites des gisements d'Ain Mimoun et semblent étroitement liées à la présence de chalcopryrite et de tennantite dans ce gisement (Zedam *et al.*, 2022). En revanche, une teneur plus faible en cuivre (68 ppm) a été enregistrée dans un échantillon de calcite provenant de Mesloulou, ce qui pourrait être lié au dépôt de tétraédrite dans

cette région. Les autres éléments traces, tels que Zr, Y, Rb, Nb et V, présentent également des concentrations plus faibles.

L'étude géochimique montre que les métaux de base (Pb, Zn, Cu, Sr, Ba) sont enrichis dans les dernières phases carbonatées (c'est-à-dire la calcite et l'ankérite) des processus d'altération (étape principale du dépôt du minerai ; [Laouar et al., 2016](#) ; [Zedam et al., 2022](#)).

IV.6.2. Géochimie isotopique des minéraux d'altération hydrothermale

Des analyses isotopiques de l'oxygène réalisées sur des échantillons de calcaires frais issus des roches totales des trois localités étudiées révèlent des valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ élevées et relativement homogènes : +24.2‰ à Ain Mimoun (Albien), +25.2 à Mesloulou (Aptien) et +27.3 à Hameimat Nord (Aptien). Ces valeurs sont comparables à celles des calcaires régionaux d'âge albien-aptien ($\sim +25\text{‰}$; [Bouzenoune et Lecolle, 1997](#)) ainsi qu'à celles du Crétacé supérieur de la région ($\sim +28\text{‰}$; [Charef, 1986](#)). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$, respectivement de +1.2, +3.1 et +1.9‰, s'inscrivent également dans la gamme de $\delta^{13}\text{C}$ (-2 à +4‰) caractéristique de ces lithologies ([Bouhlef et al., 2016](#) ; [Bouzenoune et Lecolle, 1997](#)) et chevauchent celles du calcaire marin ([Veizer et al., 1999](#)), bien qu'elles soient toutes positives.

Néanmoins, les roches totales altérées par des fluides hydrothermaux, telles que les deux échantillons de dolomie de Hameimat Nord, présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles (+26,8 et +18,2‰) que celles des calcaires non altérés ($\delta^{18}\text{O} = 27,3\text{‰}$). De plus, toutes les phases carbonatées séparées (dolomite, ankérite et calcite) présentent également de faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les trois localités étudiées. Par exemple, à Ain Mimoun, la dolomite, premier minéral hydrothermal formé, présente le $\delta^{18}\text{O}$ le plus bas, variant entre 18,4 et 18,7‰, et le $\delta^{13}\text{C}$ le plus élevé (-0,6 à -0,2‰), suivie de l'ankérite, deuxième minéral formé, avec un $\delta^{18}\text{O}$ variant entre 20,9 et 21,0‰ et un $\delta^{13}\text{C}$ (-3,4 à -3,1‰), et enfin la calcite, la plus récente, affichant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ relativement les plus élevées, comprises entre 21,0 et 22,5‰, et le $\delta^{13}\text{C}$ le plus bas, variant entre -3,2 et -4,3‰. De même, à Mesloulou, l'échantillon de dolomite présente un $\delta^{18}\text{O}$

relativement faible de +23,6‰ et une valeur $\delta^{13}\text{C}$ élevée de +3,9 par rapport à la calcite tardive qui présente un $\delta^{18}\text{O}$ assez élevé de +23,5‰ mais la valeur $\delta^{13}\text{C}$ la plus faible de -2,4‰ par rapport à celles de l'ankérite ($\delta^{18}\text{O}$ de +22,5‰ et $\delta^{13}\text{C}$ de +2,3‰).

Ces données montrent clairement que les roches totales altérées par les fluides hydrothermaux, ainsi que les phases minérales hydrothermales, présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ inférieures à celles des calcaires frais non altérés. Lors de leurs études des gisements périadiapiriques de Mesloul et d'Ain Mimoun, [Laouar et al. \(2016\)](#) et [Zedam et al. \(2022\)](#) ont démontré que les fluides hydrothermaux impliqués dans la genèse des minéralisations en métaux de base provenaient d'eaux de formation profondes. Ces fluides se caractérisent par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ comprises entre +9 et +13‰ à Mesloul, et entre +6 et +12‰ à Ain Mimoun. L'interaction de ces solutions, enrichies en métaux dissous tels que Pb^{2+} , Zn^{2+} , Ba^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} et Fe^{2+} , avec les calcaires sédimentaires encaissants, aurait entraîné une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ initial des roches hôtes, conduisant à la formation de dolomie hydrothermale par substitution partielle de Ca^{2+} par Mg^{2+} .

Lors des processus d'altération impliquant des fluides profonds, l'interaction de ces fluides avec les roches hôtes produirait d'abord des minéraux enrichis en isotope léger (O^{16} dans le cas de l'oxygène) ([Land, 1983](#)). Dans ces environnements, les réactions n'atteignant pas l'équilibre, l'isotope léger se concentrerait préférentiellement dans les produits de réaction (les liaisons impliquant les isotopes légers des réactifs étant plus facilement rompues (par exemple, [Craig, 1953](#) ; [White, 2015](#)). Ensuite, les minéraux formés ultérieurement seraient progressivement plus lourds isotopiquement (moins enrichis en O^{16}). Ce processus pourrait expliquer la variation isotopique de l'oxygène observée dans les minéraux carbonatés.

La dolomite, premier minéral formé lors de la dolomitisation, présente les valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ les plus faibles, suivie de l'ankérite, relativement plus enrichie en O^{18} , et enfin de la calcite, qui affiche la composition isotopique la plus lourde avec les valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ les plus

élevées (Fig. 69). Un autre processus possible, non exclu, susceptible d'expliquer ces variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ dans les minéraux carbonatés, est l'occurrence de plusieurs épisodes de fluides, chacun présentant des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques différentes, lors de l'altération hydrothermale.

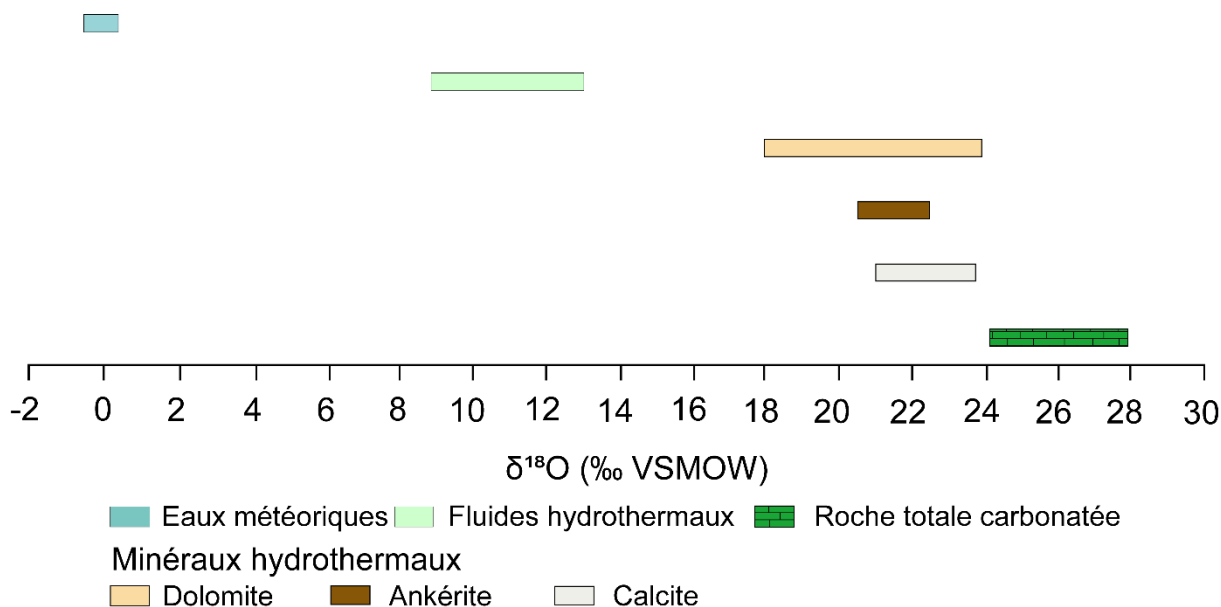


Fig. 69. Compositions isotopiques de l'oxygène des roches carbonatées totales et des minéraux hydrothermaux d'Ain Mimoun, Mesloula et Hameimat Nord, comparées à celles des eaux météoriques et des fluides hydrothermaux.

Dans leurs études du gisement d'Ain Mimoun, [Zedam et al. \(2022\)](#) suggèrent l'existence de plusieurs épisodes de fluides présentant des températures et des salinités très différentes, mais provenant d'une source unique et affichant une composition isotopique de l'oxygène similaire à celle des eaux de formation profondes (saumures). Bien que des variations de température et de salinité soient observées dans les fluides responsables du dépôt de nombreux gisements périadiapiriques du nord-est de l'Algérie et de la Tunisie, ces fluides proviennent tous de saumures profondes ([Bakelli et al., 2022](#) ; [Bejaoui et al., 2013](#) ; [Bouhlef et al., 2016](#) ; [Laouar et al., 2016](#) ; [Salmi-Laouar et al., 2004](#) ; [Jemmali et al., 2011](#) ; [Jemmali and Souissi, 2018](#)).

; Ysbaa *et al.*, 2021 ; Garnit *et al.*, 2022 ; Zedam *et al.*, 2022 ; Bouhlef *et al.*, 2024), à l'instar des gisements de type Mississippi Valley (MVT).

Les compositions isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$) des trois échantillons de calcaire frais prélevés dans les trois localités (+1,2‰, +1,9‰ et +3,1‰) se situent dans la plage de valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ de l'eau de mer (-3 à +3‰ ; Veizer *et al.*, 1999), tout en affichant des valeurs positives similaires à celles de la plupart des roches carbonatées marines du Crétacé (généralement comprises entre 0 et +3‰ ; Veizer et Hoefs, 1976). En revanche, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ des minéraux carbonatés hydrothermaux sont inférieures à celles de leurs calcaires hôtes respectifs, à l'exception d'un échantillon de Mesloul (22Ms4) et d'un autre de Hameimat Nord (22Hm11), qui présentent des valeurs légèrement plus élevées. Tout comme l'oxygène, l'interaction des fluides hydrothermaux avec les calcaires encaissants conduit à la formation de minéraux carbonatés appauvris en ^{13}C , expliquant ainsi leurs valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ plus faibles que celles des roches hôtes. La variation du $\delta^{13}\text{C}$ observée dans les minéraux hydrothermaux ne suit pas celle du $\delta^{18}\text{O}$ des mêmes minéraux, car la fraction isotopique du carbone est principalement contrôlée par les espèces carbonées présentes dans les calcaires. En effet, les fluides hydrothermaux contiennent très peu de carbone, comme l'ont montré les études d'inclusions fluides menées dans les gisements d'Ain Mimoun, de Mesloul et de Hameimat Nord (Zedam *et al.*, 2022 ; Laouar *et al.*, 2016 ; Sami, 2011).

Les données $\delta^{13}\text{C}$ actuelles sont similaires à celles obtenues sur les carbonates de gangue d'Ouenza (-1,0 à +2,6‰, Bakelli *et al.* (2022) ; +3,7‰, Bouzenoune et Lécolle (1997) ; +1,8 à +3,9‰, Salmi-Laouar (2004)), de Boujaber (-0,4 à +3,8‰, Bouhlef *et al.* (2016) ; +3,1 à +3,8‰, Salmi-Laouar *et al.* (2004)) ; de Mesloul et de Kef Rakhma (+2,1 à +4,1‰ et +2,8 à +3,4‰ respectivement, Laouar *et al.* (2016)). Ces auteurs confirment l'origine inorganique du carbone dans ces gisements périadiabatiques et l'attribuent à une source marine, puisque les calcaires aptiens et albiens présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ similaires. Cependant, certains

gisements péridiapiriques présentent un intervalle de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus large, comme celui de Bougrine (Pb-Zn) en Tunisie, où les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient de -13,6 à +5,6 ‰ (Bouhlef *et al.*, 2024). Ces auteurs attribuent les valeurs négatives à l'apport de carbone provenant de la matière organique dans les fluides responsables du dépôt des calcites de la gangue minéralisée.

La composition isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates hydrothermaux des trois sites étudiés est similaire à celle observée dans de nombreux gisements minéralisés péridiapiriques carbonatés du nord-est de l'Algérie et de la Tunisie. En effet, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ sont proches de celles des carbonates marins (comprises entre -3 et +4‰) et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ reflètent celles des carbonates hydrothermaux, généralement inférieures aux valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ enregistrées dans les roches carbonatées encaissantes non altérées (Salmi-Laouar 2004 ; Laouar *et al.*, 2016 ; Bouhlef *et al.*, 2016) (Fig. 69). Les données isotopiques O et C sont également similaires à celles de nombreux carbonates hydrothermaux de gisements MVT Pb-Zn du monde entier, tels que ceux du bassin basco-cantabrique dans le nord de l'Espagne (Velasco *et al.*, 1994), le gisement de Touissit-Bou Beker, au Maroc (Bouabdallah *et al.*, 2012), le district de San Vicente, au centre du Pérou (Spangenberg *et al.*, 1996), le gisement Pb-Zn de Chahmleh, au centre de l'Iran (Mehrabi *et al.*, 2024), et bien d'autres.

Les données pétrographiques et isotopiques obtenues à partir de minéraux hydrothermaux sont similaires à celles publiées pour de nombreux autres gisements algériens et tunisiens de la zone diapirique. Par exemple, Bouhlef *et al.* (2016) ont montré que le gisement Pb-Zn-Ba-F de Bou Jaber présente d'importants processus de dolomitisation et d'ankéritisation suite à la dissolution hydrothermale des calcaires encaissants. Ils indiquent également que les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite obtenues en phase tardive suggèrent un fluide minéralisateur provenant très probablement des eaux de formation, à l'instar du gisement voisin de Fedj el Adoum (Charef et Sheppard, 1987), ainsi que des saumures sédimentaires de bassins modernes

et des gisements MVT ([Mc Limans, 1977](#) ; [Velasco *et al.*, 2003](#)). De même, [Abidi *et al.* \(2010\)](#) ont décrit des altérations hydrothermales similaires, notamment la dolomitisation et la silicification, lors de l'étude du gisement Pb-Zn-Sr-Ba d'Ain Allega, situé dans la zone de flysch, à la bordure orientale du diapir triasique du Jebel Hamra. Ces auteurs estiment, d'après des études pétrographiques et d'inclusions fluides, que le fluide minéralisateur pourrait également provenir de saumures de bassin.

IV.6.2.1. Relation Température vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$

Les analyses microthermométriques réalisées par [Zedam \(2012\)](#) sur les inclusions fluides dans la barytine et le quartz des veines hydrothermales d'Ain Mimoun ont révélé des températures moyennes relativement élevées, comprises entre 187 et 200 °C pour la barytine et entre 190 et 193 °C pour le quartz. Par ailleurs, [Laouar *et al.* \(2016\)](#) ont déterminé les températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans la calcite (Cal II), le quartz et la barytine du gisement de Mesloulia, comprises entre 115 et 224 °C (moyenne de 150 °C). Enfin, à Hameimet Nord, les températures d'homogénéisation moyennes sont d'environ 115 °C ([Sami, 2011](#)). La combinaison de nos résultats isotopiques de l'oxygène sur les minéraux carbonatés avec ces températures d'homogénéisation nous permet de déterminer la composition isotopique de l'oxygène du fluide impliqué dans la formation de ces minéraux hydrothermaux. Cette dernière valeur varie entre 11 et 13 ‰ à Hameimat Nord, entre 10 et 12 ‰ à Mesloulia et entre 7 et 8 ‰ à Ain Mimoun. Ces valeurs révèlent que le fluide minéralisateur provient d'eaux chaudes et salées profondes (saumures) ([Bakelli *et al.*, 2022](#) ; [Bouhlef *et al.*, 2016](#) ; [Sheppard 1986](#) ; [Laouar *et al.*, 2016](#)).

D'après les données isotopiques de l'oxygène des calcites et des dolomites des sites étudiés, ainsi que les diagrammes température vs $\delta^{18}\text{O}$ fluide (Figs. 70 à 73), plusieurs observations peuvent être faites :

- ✚ les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ fluide augmentent avec l'augmentation de la température.

✚ l'origine des fluides minéralisateurs n'est pas exclusivement constituée par les eaux de formation ; une contribution minimale d'eaux météoriques est probable, étant donné que le $\delta^{18}\text{O}$ fluide varie entre +7 et +13‰ au niveau de tous les massifs.

Les figures représentant la relation Températures– $\delta^{18}\text{O}$ fluide montrent que, pour les calcites et dolomites données, le $\delta^{18}\text{O}$ fluide augmente avec la température. En d'autres termes, plus le fluide est enrichi en ^{18}O , plus la température d'équilibre avec la dolomite et la calcite est élevée.

À Ain Mimoun, Les résultats isotopiques obtenus montrent une distinction nette entre les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite et celles de la dolomite, indiquant des conditions de formation différentes et une évolution progressive du système fluide-roche. Les calcites d'Ain Mimoun, caractérisées par des valeurs relativement élevées de $\delta^{18}\text{O}$ ($\approx 20.9\text{--}22.5\text{‰}$), traduisent un fractionnement important entre la calcite et l'eau. Ce comportement est généralement associé à des températures de précipitation relativement élevées à plus élevées (166.4 à 200.5° pour $\delta^{18}\text{O}=22.5\text{‰}$ et 193.1 à 234.4° pour $\delta^{18}\text{O}=20.9\text{‰}$), ou à un fluide enrichi en $\delta^{18}\text{O}$ (11 à 13‰) (Fig. 70). Ces valeurs confirment que la calcite s'est formée lors d'un stade plus tardif.

À l'inverse, les dolomites d'Ain Mimoun montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles ($\approx 18.4\text{--}18.7\text{‰}$). Ces signatures isotopiques indiquent des conditions de formation à des températures plus élevées (188.7 à 204.9° pour $\delta^{18}\text{O}=18.7\text{‰}$ et 193.4 à 210.2° pour $\delta^{18}\text{O}=18.4\text{‰}$), en cohérence avec un fractionnement isotopique dolomite-eau plus faible à haute température (Fig. 71). Cette dolomitisation correspond donc à une phase précoce, liée à la circulation de fluides hydrothermaux chauds et probablement plus profonds.

L'analyse conjointe des diagrammes T- $\delta^{18}\text{O}$ confirme le modèle paragénétique déjà suggéré par la géochimie isotopique : une phase précoce de dolomitisation à haute température, suivie d'une précipitation de la calcite lors du refroidissement du fluide hydrothermal.

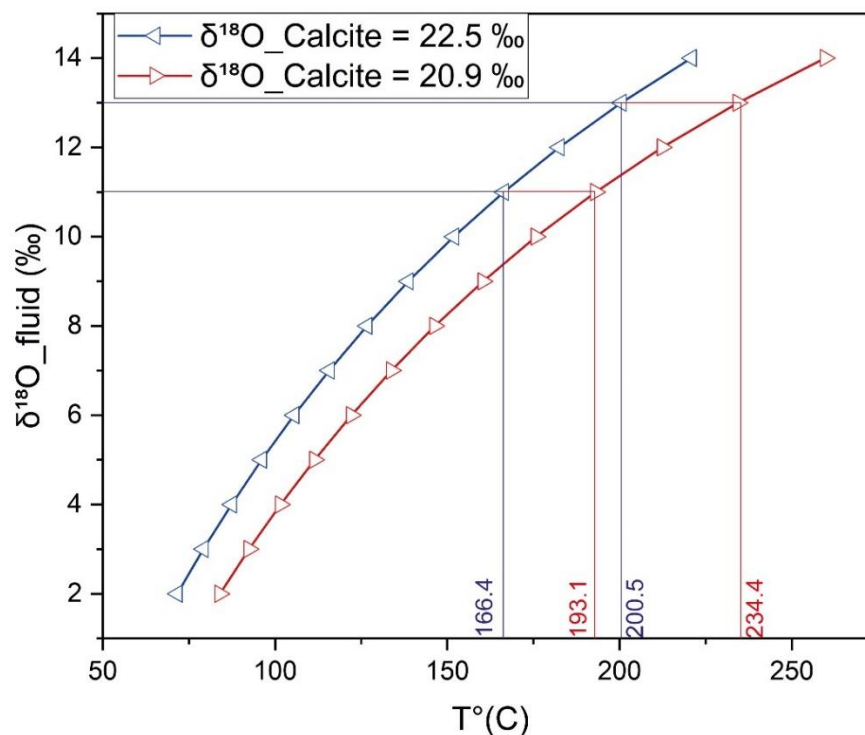


Fig. 70. Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes calcites d'Ain Mimoun, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}$ SMOW du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire calcite–eau, selon [Friedman et O'Neil \(1977\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la calcite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites.

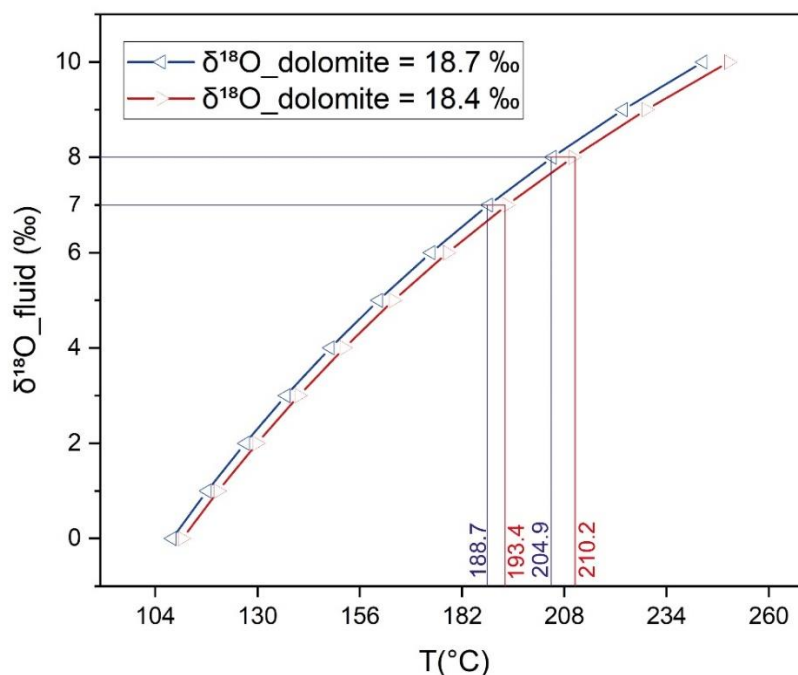


Fig. 71. Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes dolomites d'Ain Mimoun, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire dolomite–eau, selon [Northrop et Clayton \(1966\)](#) est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 3,20 \times 10^6 / T^2 - 3,30$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites des données disponibles.

À Mesloul, les calcites illustrées dans la Figure 72, dont les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se varient entre $\approx 23,5$ ‰ et 25,2 ‰, présentent des signatures isotopiques relativement basses. De tels enrichissements en ^{18}O suggèrent des précipitations à des températures basses (133 à 144° pour $\delta^{18}\text{O}=25,2$ ‰ et 139 à 152° pour $\delta^{18}\text{O}=23,5$ ‰) ou l'intervention de fluides eux-mêmes enrichis en $\delta^{18}\text{O}$ (10 à 12‰). La variation importante du fractionnement isotopique indique que la calcite s'est formée au cours d'un stade tardif, marqué par un refroidissement notable du système hydrothermal. Ainsi, à Mesloul, la calcite enregistre un épisode de basse température correspondant à la dernière phase de circulation fluide.

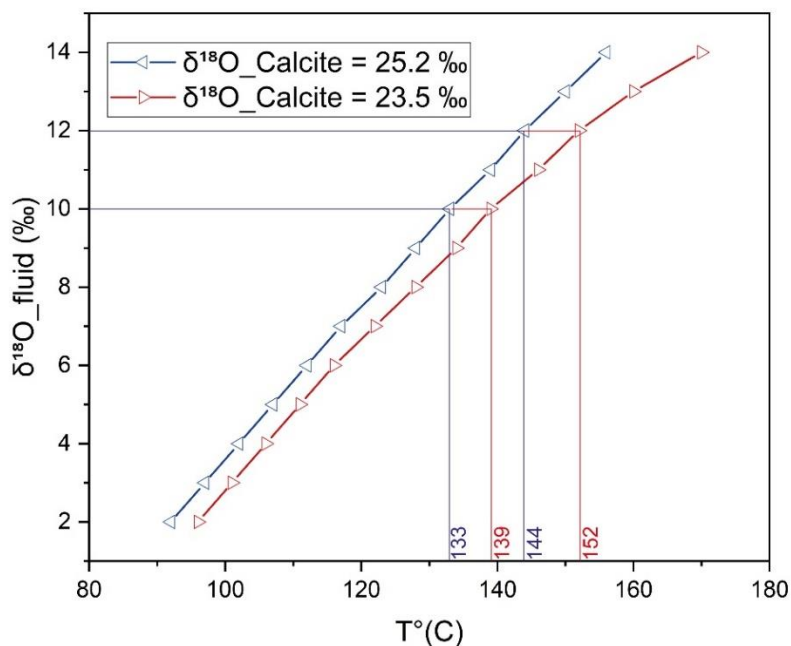


Fig. 72. Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir des différentes calcites de Mesloul, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire calcite-eau, selon [Friedman et O'Neil \(1977\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la calcite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. Les lignes continues représentent les températures déduites.

En revanche, la dolomite représentée dans la Figure 73, dont la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ avoisine 23,6 ‰, montre un enrichissement marqué par rapport aux dolomites d'Ain Mimoun. Bien que la dolomite soit généralement plus enrichie en ^{18}O que la calcite pour une même température, la position de cette valeur sur la courbe indique des températures modérées (149.7° pour $\delta^{18}\text{O} = 23.6$ ‰), nettement plus basses que celles déduites pour la dolomitisation à Ain Mimoun. Cela suggère une phase de dolomitisation peu profonde et tardive.

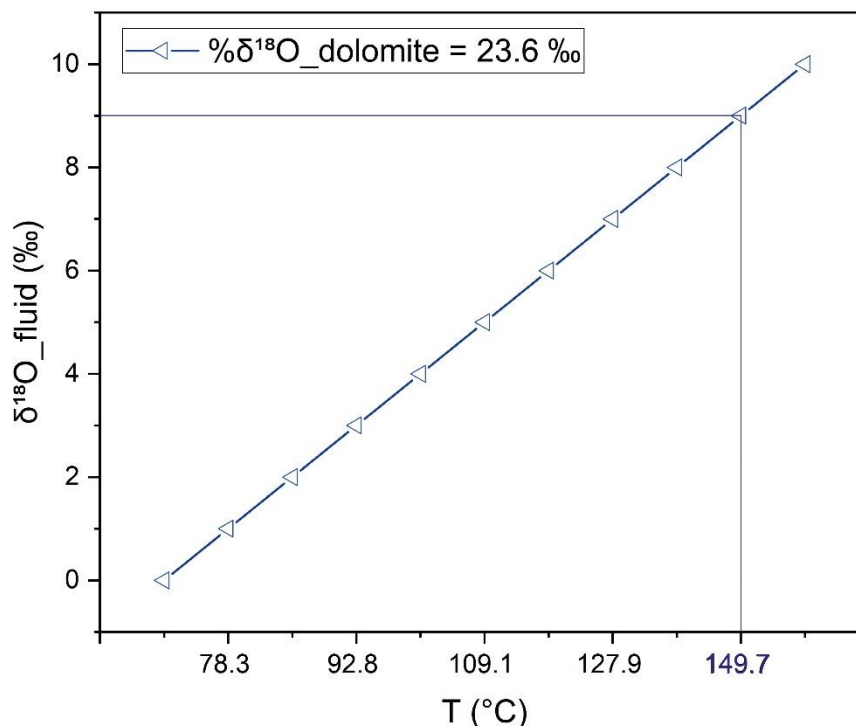


Fig. 73. Courbes de fractionnement isotopique et températures calculées à partir de dolomite de Mesloulou, représentées sur le diagramme T (°C) en fonction du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du fluide. L'équation du fractionnement isotopique pour la paire dolomite-eau, selon [Northrop et Clayton \(1966\)](#), est la suivante : $10^3 \ln \alpha = 3,20 \times 10^6 / T^2 - 3,30$, où α est le coefficient de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite et l'eau, et T la température en degrés Kelvin. La ligne continue représente la température déduite des données disponibles.

IV.7. Conclusion

L'analyse géochimique des éléments majeurs et traces dans les minéraux carbonatés séparés montre que la dolomitisation est marquée par une relation inverse entre les teneurs en MgO et CaO, reflétant le remplacement du calcium par le magnésium. L'ankéritisation est caractérisée par un enrichissement en Fe_2O_3 , compensé par un appauvrissement en MgO et CaO. Cependant, la silicification et la calcitisation entraînent des teneurs élevées en SiO_2 et CaO, sans lien apparent avec les concentrations des autres oxydes. À Ain Mimoun, le strontium est l'élément dominant et peut remplacer le calcium lors des processus de calcitisation et d'ankéritisation. En revanche, à Mesloulou, le plomb et le zinc sont les éléments traces les plus

abondants dans la calcite (Cal III), qui se forme lors de la phase principale de dépôt du minéral sulfuré (Laouar *et al.*, 2016).

Les signatures isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ des roches fraîches et des minéraux hydrothermaux indiquent une origine inorganique, principalement marine, du carbone. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ les plus négatives observées dans la calcite et l'ankérite d'Ain Mimoun suggèrent une contribution minime de carbone organique, tandis que les valeurs réduites de $\delta^{18}\text{O}$ indiquent probablement une formation à des températures modérément élevées, résultant de l'interaction des fluides hydrothermaux avec l'encaissant carbonaté. À Ain Mimoun, la dolomite, premier minéral hydrothermal formé, présente les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus basses et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ les plus élevées. Vient ensuite l'ankérite, deuxième minéral formé, avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ relativement élevées et un $\delta^{13}\text{C}$ modérément faible. Enfin, la calcite, la plus récente, affiche les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus élevées et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ les plus basses. Ceci pourrait confirmer le tableau de succession paragenèse proposé dans le chapitre III. De plus, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des fluides, calculées à partir des minéraux de calcite filonienne et de dolomite (+10 à +13‰ pour la calcite et +7 à +9‰ pour la dolomite) indiquent que ces fluides proviennent principalement des eaux de formation profondes. Toutefois, la contribution des eaux de surface reste une hypothèse plausible.

CONCLUSION GENERALE

Cette thèse s'est attachée en étudiant l'effet des altérations hydrothermales sur les faciès carbonatés dans le cadre des minéralisations périapiques, en combinant des approches pétro-minéralogiques, géochimiques et isotopiques. À travers cette démarche pluridisciplinaire, nous avons pu mieux comprendre les interactions complexes entre les fluides hydrothermaux, les formations carbonatées albiennes et les structures liées aux dômes salifères.

- L'analyse pétrographique a révélé la présence d'une minéralisation composée principalement de barytine, fluorine, galène, tennantite, chalcoppyrite, tétraédrite et sphalérite, associées avec des minéraux d'altération supergène (cérusite, malachite, azurite, covéllite, goethite). Les minéraux d'altération hydrothermale sont la dolomite, l'ankérite, le quartz et la calcite. Sur la base de ces observations, un tableau de succession paragenétique a été proposé dans les trois sites étudiés.
- Les études pétrographiques et minéralogiques révèlent quatre principaux types d'altérations : la dolomitisation, suivie de l'ankéritisation, de la calcitisation et enfin de la silicification. Ces altérations sont plus intenses au contact des calcaires albiens encaissants et de la minéralisation Pb-Zn-Ba-F, puis diminuent progressivement à mesure qu'on s'éloigne des corps minéralisés.
- L'analyse géochimique a ensuite permis de détecter des anomalies élémentaires, notamment en éléments majeurs de remplacement CaO, MgO, Fe₂O₃, MnO et SiO₂ ainsi que les éléments traces tels que Sr, Pb, Zn et Zr et Y. La dolomitisation est marquée par une corrélation négative entre les teneurs en MgO et CaO, reflétant le remplacement du calcium par le magnésium. L'ankéritisation est caractérisée par un enrichissement en Fe₂O₃, compensé par un appauvrissement en MgO et CaO. Cependant, la silicification et la calcitisation entraînent des teneurs élevées en SiO₂ et CaO, sans relation apparente

avec les concentrations des autres oxydes. À Ain Mimoun, le strontium est l'élément dominant et peut remplacer le calcium lors des processus de calcitisation et d'ankéritisation. En revanche, à Mesloula, le plomb et le zinc sont les éléments traces les plus abondants dans la calcite (Cal III), qui se forme lors de la phase principale de dépôt du minerai sulfuré (Laouar *et al.*, 2016).

- Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de la roche totale du calcaire frais, comprises entre 24,2‰ et 27,3‰, correspondent bien à la composition des calcaires marins aptiens de l'Atlas saharien oriental. D'après les données $\delta^{13}\text{C}$, ni les calcaires frais ni les minéraux carbonatés hydrothermaux ne présentent d'apport de carbone organique. Au contraire, tous les résultats indiquent une origine inorganique, principalement marine, du carbone. Cependant, les signatures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux carbonatés hydrothermaux sont appauvries en ^{18}O , ce qui se traduit par des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles, jusqu'à +18‰. Ceci suggère un apport d'eaux de formation chaudes et profondes, dont les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ se situent entre +7‰ et +13‰, sans toutefois exclure la contribution d'eaux de surface.

La présente étude décrit les principales caractéristiques des fluides impliqués dans les altérations hydrothermales observées dans les gisements périadiapiriques de type MVT de l'Atlas oriental saharien, en mettant en évidence les métallogènes pertinents pour l'exploration économique des métaux de base. Ces derniers peuvent concerner la chimie, la composition isotopique et l'étude des inclusions fluides des minéraux carbonatés produits par les processus d'altération hydrothermale.

Recommandations et perspectives

Ces résultats ouvrent ainsi des perspectives intéressantes pour des recherches futures, notamment :

Une approche régionale comparative détaillée des altérations hydrothermales dans les gisements périadiapiriques de type MVT de l'Atlas oriental saharien,

L'étude des inclusions fluides des minéraux carbonatés produits par les processus d'altération hydrothermale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abidi R, Slim-Shimi N, Somarin A, Henchiri M (2010) Mineralogy and fluid inclusions study of carbonate-hosted Mississippi valley-type Ain Allega Pb–Zn–Sr–Ba ore deposit, northern Tunisia. *J Afr Earth Sci* 57:262-272. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.08.006>.
- Achmani J, Chraïbi I, Courba S, Boudrif S (2024) Geological features of the Zn-Pb prospect in the Bou-Izourane district (Morocco). *Geol Q* 68:10. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1739>.
- Akbari Z, Rasa I, Mohajjel M, Adabi MH, Yarmohammadi A (2015) Hydrothermal Alteration Identification of Ahangaran Deposit, West of Iran Using ASTER Spectral Analysis. *Int Geoinform Res Dev J* 6(1):28-42.
- Amouri M (1986) Le gisement de Boujaber (Atlas tunisien central), un exemple de minéralisation Pb-Zn-Ba dans un paléokarst. *Rev Sci Terre, Tunisie* 4:87-177.
- Amouri M (1989) Les minéralisations Pb-Zn-Ba-F liées aux faciès carbonatés aptiens dans l'Atlas Tunisien Central. *Géol Médit Marseille*, XVI (2-3):185-199.
- Anderson GM, Macqueen RW (1982) Ore Deposit Models - 6. Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits. *Geosci Canada*, 9(2). Retrieved from <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3300>.
- Aoudjehane M, Bouzenoune A, Rouvier H, & Thibiéroz, J (1992) Halocinèse et dispositifs d'extrusions du Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien). *Géologie Méditerranéenne*, XIX, 273–287.
- Auajjar J, & Boulègue J (2002) Dolomites in the Tazekka Pb–Zn district, eastern Morocco: Polyphase origin from hydrothermal fluids. *Terra Nova*, 14(3), 175–182. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00405.x>.
- Aulstead KL, & Spencer RJ (1985) Diagenesis of the Keg River Formation, northwest Alberta: Fluid inclusion evidence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33(2), 167–183.

- Aulstead KL, Spencer RJ, & Krouse HR (1988) Fluid inclusion and isotopic evidence on dolomitization, Devonian of western Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(4), 1027–1035.
- Azaiez H, Tanfous-Amri DT, Gabtni H, Bédir M, Soussi M (2008) Integrated geophysical study of the Triassic salt bodies' geometry and evolution in central Tunisia. *CR Géosci* 340 (1): 10-19. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.11.002>.
- Bakelli A, Sami L, Boutaleb A, Kolli O, Haddouche O, Demir Y, Zedef V (2022) Evolution and genesis of fluorite mineralization in the Ouenza region (North-east of Algeria): evidence from fluid inclusions and stable isotopes (C, O, and S). *Arab J Geosci* 15(6):514. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09726-8>.
- Barbanson L, Touray JC, Saulas D, Valada P (1983) Distribution à différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la province de Santander : relation entre auréole ferrifère et minéralisation Zn-Pb du type Reocin. *Chron Rech Min* 473:39-47.
- Beaudoin G (2006) Altération hydrothermale. In G. Beaudoin & P. L. Guha (Eds.), *Géologie des ressources minérales* (pp. 135–150). Les Publications du Québec.
- Beghoul M (1974) Étude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens (Thèse de Doctorat d'Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France).
- Bejaoui J, Bouhlel S, Cardellach E, Canals À, Perona J, Piqué À (2013) Mineralization and fluid inclusion studies of the Aptian carbonate-hosted Pb-Zn-Ba ore deposits at Jebel Hamra, Central Tunisia. *J Geochem Explor* 128:136-146. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.02.001>.
- Blès JL, et Fleury JJ (1971) Carte géologique au 1/50.000e, feuille de Morsott, n°178. Publication du Service de Géologique de l'Algérie.

- Boles JR, & Franks SG (1979) Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Research*, 49(1), 55–70. <https://doi.org/10.1306/212F76BC-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Boni M, & Large RR (2003) Nonsulfide zinc mineralization in Europe: An overview. *Economic Geology*, 98(4), 715–729. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.715>.
- Bouabdellah M, Niedermann S, Velasco F (2015) The Touissit-Bou Beker Mississippi Valley-type district of northeastern Morocco: relationships to the Messinian salinity crisis, Late Neogene-Quaternary alkaline magmatism, and buoyancy-driven fluid convection. *Econ Geol* 110:1455-1484. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.6.145>.
- Bouabdellah M, Sangster DF (2016) Geology, geochemistry, and current genetic models for major Mississippi Valley-type Pb–Zn deposits of Morocco. In: Bouabdellah M, Slack JF (eds) *Mineral Deposits of North Africa, Mineral Resource Reviews*. Springer Int Publ, Cham 463-495. https://doi.org/10.1007/978-3-760319-31733-5_19.
- Bouabdellah M, Sangster DF, Leach DL, Brown AC, Johnson CA, Emsbo P (2012) Genesis of the Touissit-Bou Beker Mississippi Valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationships to the Africa-Europe collision. *Econ Geol* 107:117-146. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.1.117>
- Bouhlef S, Garnit H, Leach D, Lehmann B, van den Kerkhof A, Beaudoin G, Schmidt S (2024) The Bougrine Zn-Pb deposit, the largest salt diapir-related Mississippi Valley-type deposit in the Eastern Maghreb salt diapir province, Tunisia. *Ore Geol Rev* 164:105825. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105825>.
- Bouhlef S, Leach DL, Craig AJ, Marsh E, Salmi-Laouar S, Banks DA (2016) A salt diapir-related Mississippi Valley-type deposit: the Bou Jaber Pb-Zn-Ba-F deposit, Tunisia: fluid

- inclusion and isotope study. *Min Depos* 51:749-780. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-015-0634-8>
- Bouhlef S, Touhami A (1987) Mineralized carbonates in Fluorite and Pb-Zn Deposits: Jurassic and Upper Cretaceous of Northern Tunisia. *Excursion Guidebook Al. 8th Regional Meeting of Sedimentology*. Tunis, 1-44.
- Bouzenoune A (1993) Minéralisations péri-diapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). *Doct Thesis, Univ Paris VI France*, 206 p.
- Bouzenoune A (2019) Geochemical characters of the fluids involved in the genesis of the Tebessa region mineralizations (North-East Algeria). In F. Rossetti, et al. (Eds.), *The structural geology contribution to the Africa-Eurasia geology: Basement and reservoir structure, ore mineralisation and tectonic modelling* (pp. 69–73). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01455-1_15.
- Bouzenoune A, Lécolle P (1997) Petrographic and geochemical arguments for hydrothermal formation of the Ouenza siderite deposit (NE Algeria). *Miner Depos* 32:189-196. <https://doi.org/10.1007/s001260050084>.
- Bouzenoune A, Rouvier H, & Thibieroz J (1995) Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 6(1), 3–24.
- Buchanan LJ (1981) Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. In W. R. Dickinson & W. D. Payne (Eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera* (Arizona Geological Society Digest, Vol. 14, pp. 237–262). Arizona Geological Society.
- Bureau D (1972) Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). *CR Som Soc Géol France*, 5:206-207.

- Busson G (1974) Le Mésozoïque saharien: 1ère partie – L'ère secondaire. Éditions du CNRS, Paris.
- Bustillo MA, Arribas ME, & Bustillo M (2002) Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 151(1–2), 107–126. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00257-9).
- Camoin G, Bouju JP, Maurin AF, Perthuisot V, Rouchy JM (1990) Relation récifs-diapirs : l'exemple du Sénonien de la région de Khenchela. (Algérie centre - orientale). *Bull Soc Géol France* 8: 831- 841.
- Campbell AR., et Larson PB (1998) Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. *Soc. of Econ. Geol.*, V10, Chapter 8, pp. 173-193.
- Charef A (1986) La nature et le rôle des phases fluides associées à la minéralisation Pb-Zn dans les formations carbonatées et leurs conséquences métallogéniques : études des inclusions fluides et des isotopes (H, C, O, S, Pb) des gisements des Malines (France), Jebel Hallouf Sidi fou Aouane et Fedj El Adoum Tunisie. Doct Thesis, Inst Nat Polytech Lorraine Nancy France, 311 p.
- Charef A, Sheppard SMF (1987) Pb-Zn mineralization associated with diapirism: fluid inclusion and stable isotope (H, C, O) evidence for the origin and evolution of the fluids at Fedj-el-Adoum, Tunisia. *Chem Geol* 61:113-134.
- Chen C, Wang X, Wan Z, Chen S (2021) Geochemical characteristics of hydrocarbons in core sediments from the Southwest sub-basin of the South China Sea and its implications for the sedimentary environment. *Frontiers in Earth Science* 9:664959.
- Chevenine A., Popov Y., Douha Dj., Benzeroual M. (1989) Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Ouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50 000. ORGM Algérie.

- Clark ID, Fritz P (1997) *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- Claypool GE, Holser WT, Kaplan IR, Sachet H et Zak I (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulphate and their mutual interpretation. *Chem Geol*, 28, pp. 199-260.
- Conliffe J, Azmy K, Gleeson SA, Lavoie D (2010) Fluids associated with hydrothermal dolomitization in St. George Group, western Newfoundland, Canada. *Geofluids* 10(2): 422-437. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00295.x>.
- Coplen TB, Hopple JA, Böhlke JK, Peiser HS, Rieder SE, Krouse HR, Rosman KJR, Ding T, Vocke RD, Révész JrKM, Lamberty A, Taylor P, De Bièvre P (2002) Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. USGS Water-Resources Investigation Report 01 - 4222, 98 p. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/wri/wri014222/pdf/wri01-4222.pdf>.
- Coplen TB, Kendall C, Hopple J (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302:236-238. <https://doi.org/10.1038/302236a0>.
- Corbella M, Ayora C, & Cardellach E (2004) Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*, 39(3), 344–357. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0412-5>.
- Craig H (1953) The geochemistry of the stable carbon isotopes, *Geochim Cosmochim Acta* 3(2-3):53-92. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90001-5).
- Cui G, Bao Z, Li Q, Xiao Y (2024) Origin of hydrothermal dolomitization in the Huize Zn–Pb ore district, SW China: Insights from in situ U–Pb dating, fluid inclusion, and C–O–Sr–Mg isotope analyses. *Ore Geol Rev* 173: 106250. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106250>.

- David L (1956) Étude géologique des monts de la haute Medjerda (Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Paris). Publié par le Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, Bulletin n°11.
- Davies GR, Smith LB (2006) Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. AAPG Bull 90: 1641–1690. <https://doi.org/10.1306/05220605164>.
- Denison RE, Koepnick RB, Burke WH, & Hetherington EA (1998) Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. Chemical Geology, 152(3–4), 325–340.
- Dubourdieu G (1956) Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). DSc Paris, Pub Serv Carte Géol Algérie, Bull 10, 659 p.
- Dubourdieu G (1959) Exquise géologique du Dj. Mesloul. Pub Serv Carte Géol Algérie, Bull 21, 162 p.
- Dubourdieu G, & Durozoy G (1950). Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin du Service Géologique de France, 5^e série, tome XX, 257–266.
- Emberger A (1968) Synthèse descriptive des minéralisations plombo-zincifères du Maroc. Annales des Mines et de la Géologie de Tunisie, 23, 15–99.
- Feely HW, & Kulp JL (1957) Origin of Gulf Coast salt-dome cap rock. Geological Society of America Bulletin, 68(9), 1187–1201. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1957\)68\[1187:OOGCSD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1957)68[1187:OOGCSD]2.0.CO;2).
- Field CW, Fifarek RH (1985) Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. Rev Econ Geol 2:99-128. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.06>.
- Fleury JJ (1969) Stratigraphie du Crétacé et de l'Éocène (Aptien à Lutétien) de la feuille 1/50 000 Morsott, n°178. Publications du Service Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, Bulletin n°39, 145–157.

- Friedman I, O'Neil JR (1977) Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440,1-12.
- Frizon de Lamotte D, Leturmy P, Missenard Y, Khomsi S, Ruiz G, Saddiqi O, Guillocheau F, Michard A (2006) The Atlas system. In: Morocco: geology of a transpressional orogen. Lecture Notes in Earth Sciences, vol 116. Springer, Berlin, pp 133–202.
- Frizon de Lamotte D., Saint-Bezar B., Bracène R., Mercier E. (2000) The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4): 740–761.
- Fuchs Y (1973) Sur les relations entre émergences et concentrations métallifères (quelques exemples tunisiens). In : Livre jubilaire M. Solignac, *Annales des Mines et de la Géologie (Tunis)*, 26, 479–509.
- Garnit H, Bouhlef S, Kraemer D, Ben Halima K, Beaudoin G (2022) Characterization and genesis of supergene karstic vanadium ores in the Djebba Pb-Zn district (Triassic Diapirs zone, North Eastern Tunisia). *J Afr Earth Sci* 196:104688. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104688>.
- Gomez-Rivas E, Martín-Martín JD, Bons PD, Koehn D (2015) Can stylolite networks control the geometry of hydrothermal alterations? *Geotect Res* 97: 34-36. <https://doi.org/10.1127/1864-5658/2015-13>.
- Grandia F, Cardellach E, Banks DA, Canals À (2003) Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn–Pb deposits in the Maestrat Basin (Eastern Spain): fluid inclusion and stable isotope evidence. *Economic Geology* 98(5): 933–954.
- Guiraud R (1973) Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Doct Thesis, Univ Nice France, 270 p.
- Guiraud R (1990) Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Mém Serv Géol Algérie* 271 p.

- Guo C, Chen D, Qing H, Zhou X, Ding Y (2019) Early dolomitization and recrystallization of the Lower-Middle Ordovician carbonates in western Tarim Basin (NW China). *Mar Petrol Geol* 111: 332-349. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.017>.
- Haddouche O (2010) Les minéralisations à Ba, Pb-Zn, Cu, Hg liées au segment NE du Djebel Azreg-Djebel Khenchela (NE de l'Algérie) : géologie, géologie et apport de l'étude des inclusions fluides. Thèse Doct. USTHB Alger, p 175.
- Haddouche O, Boutaleb A, Chamam M, Ysbaa S, Hammouche H, & Boubaya D (2016) Pb–Zn (Ba) deposits of the oriental Saharan Atlas (north-east of Algeria): Distribution, control and implications for mining exploration. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 422. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2406-x>.
- Haddouche O, Hebert R, Boutaleb A (2010) Géologie et microthermométrie des minéralisations à Ba-Pb (Zn-Cu), liées au segment NE du Djebel Azreg-Djebel Khenchela (Monts des Aurès): Exemple des gisements d'Ichmoul et d'Ain Mimoun. *Bull Serv Géol Algérie* 21:165-182.
- Halbouty MT (1979) Salt domes: Gulf region, United States and Mexico (2nd ed.). Gulf Publishing Company.
- Haldar SK, Tisljer J (2014) Introduction to Mineralogy and Petrology. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-408133-8.00005-5>.
- Hanna MA, & Wolf AG (1934) Texas and Louisiana salt-dome cap rock minerals. *AAPG Bulletin*, 18(2), 212–225. <https://doi.org/10.1306/3D932C04-16B1-11D7-8645000102C1865D>.
- Herkat M (1999) La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Doct Thesis, USTHB Alger, Algeria, 802 p.

- Herkat M, & Delfaud J (2000) Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie): rôle de l'eustatisme, de la tectonique et de la subsidence : une mise au point. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA: Earth and Planetary Science*, 330(11), 785–792. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00229-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00229-9).
- Herkat M, & Guiraud R (2006) The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 46, 346–370. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.008>.
- Herkat M, Delfaud J (1999) Evolution des séquences et géométrie des dépôts du Crétacé supérieur du domaine atlasique oriental. *Bull Serv Géol Algérie* 10(1):83-94.
- Hesse R (1989) Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Reviews*, 26(1–3), 253–284. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(89\)90024-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(89)90024-X).
- Hitzman M W, Large D (1986) A review and classification of the Irish carbonate-hosted base metal deposits. In: Andrew CJ, Crowe RWA, Finlay S, Pennell W M, Pyne JF (eds) *Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland*: Dublin, IAEG 217-238.
- Hitzman MW, Redmond PB, Beaty DW (2003) The carbonate-hosted Lisheen Zn-Pb-Ag deposit, County Tipperary, Ireland. *Econ Geol* 97:1627-1655. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.8.1627>.
- Hoefs J (2018) *Stable Isotope Geochemistry* (8^e éd.). Cham, Switzerland : Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-78527-1>.
- Holser WT, et Kaplan IR (1966) Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem.Geol.*, 1 pp. 93-135.
- Hower J, Eslinger EV, Hower ME, Perry EA (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87 (5), 725–737. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2).

<https://doi.org/10.1130/G36934.1>.

- Huang H, Wang X, Gong S, Krake N, Birgel D, Peckmann J, Chen D, & Feng D (2020) Element patterns of primary low-magnesium calcite from the seafloor of the Gulf of Mexico. *Minerals*, 10(4), 299. <https://doi.org/10.3390/min10040299>.
- Jemmali N, Souissi F (2018) Lead Isotopes as Tracers of Metal Sources and Timing of the Carbonate-Hosted Pb-Zn Deposits in the Nappes Zone, Northern Tunisia. *Contributions to Mineralization. InTech*. Available at: <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.72690>.
- Jemmali N, Souissi F, Villa IM, Vennemann T (2011) Ore genesis of Pb–Zn deposits in the Nappe zone of Northern Tunisia: constraints from Pb-S-C-O isotopic systems. *Ore Geol Rev* 40: 41-53. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.04.005>.
- Kazi-Tani N (1986) Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine interplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Doct Thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adoure, France.
- Kechiched R (2017). Les phosphates du nord de Tébessa (Dyr et El Kouif) : étude sédimentologique, gîtologique et géochimique (Thèse de doctorat, Université Badji Mokhtar – Annaba, Algérie).
- Kowalski WM, Hamimed M (2000) Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bull Serv Géol Algérie* 11(1):29-60.
- La Bruna V, Bezerra FHR, Souza VHP, Maia RP, Auler AS, Araujo REB, Cazarin CL, Rodrigues MAF, Vieira LC, Sousa MOL (2021) High-permeability zones in folded and faulted silicified carbonate rocks - Implications for karstified carbonate reservoirs. *Mar Petrol Geol* 128: 105046. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105046>.
- Laatar E (1980) Gisements de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale. Les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefate - Fedj-el-Adoum. Thèse Doct, Univ Paris VI France, 280 p.

- Lafitte R (1939) Etude géologique des Aurès. Bull Serv Carte Géol Algérie 2(15):484 p.
- Land LS (1983) The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments, in: Arthur M.A., Anderson T.F. (eds), Stable isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course No. 10, 4.1-4.22.
- Land LS (1995) Na–Ca–Cl saline formation waters, Frio Formation (Oligocene), South Texas, USA: Products of diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(11), 2163–2174. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00098-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00098-K).
- Laouar R, Boyce AJ, Ahmed-Said Y, Ouabadi A, Fallick AE, Toubal A (2002) Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 35, 271–283.
- Laouar R, Lekoui A, Bouima T, Salmi-Laouar S, Bouhlef S, Abdallah N, Boyce AJ, Fallick AE (2018) Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geol Rev* 101: 312-329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>.
- Laouar R, Salmi-Laouar S, Sami L, Boyce A, Kolli O, Boutaleb A, Fallick AE (2016) Fluid inclusion and stable isotope studies of the Mesloula Pb-Zn-Ba ore deposit, NE Algeria: characteristics and origin of the mineralizing fluids. *J Afr Earth Sci* 121:119-135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.06.004>.
- Lavoie D, Chi G, Brennan-Alpert P, Desrochers A, Bertrand R (2005) Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti Basin: significance for hydrocarbon exploration. *Bull Can Pet Geol* 53(4):454-471. <https://doi.org/10.2113/53.4.454>

- Leach DL, Bradley DC, Huston D, Pisarevsky SA, Taylor RD, & Gardoll SJ (2010) Sediment-hosted lead–zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105(3), 593–625. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.593>.
- Leach DL, Bradley DC, Lewchuk MT, Symons DTA, de Marsily G, & Brannon JC (2001) Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research. *Mineralium Deposita*, 36, 711–740.
- Leach LF, Sangster DF (1993) Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham RV, Sinclair WD, Thorpe RI, Duke JM (Eds), *Mineral Deposits Modeling*. GAC Special Paper 40:289-314.
- Lekoui A, Laouar R, Aissa DE, Boyce AJ (2024) Origin of the mineralizing fluids involved in the formation of the scheelite skarn in the Bebeleita area (Edough NE, Algeria): Fluid inclusion and stable S, O and C isotope study. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 175(175): 41–63. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1543523>.
- Lessard L (1955) Faciès bréchiques dans le Crétacé supérieur. Précisions sur l'âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, n.s., 5, 381–390.
- Littlewood JL, Shaw S, Peacock CL, Bots P, Trivedi D, Burke IT (2017) Mechanism of enhanced strontium uptake into calcite via an amorphous calcium carbonate (ACC) crystallisation pathway. *Cryst Growth Des* 17(3):1214-1223. <https://doi.org/10.1021/acs.cgd.6b01599>.
- Macquar JC, Lagny Ph (1981) Mineralisations Pb-Zn 'Sous Inconformité' des séries de plates-formes carbonatées. Exemple du gisement de Trèves (Gard, France). Relations entre dolomitizations, dissolutions et minéralisations. *Min Depos* 16:283-307.
- Matsuhisa Y, Goldsmith JR, Clayton RN (1978) Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 173–182.

- Mc Limans RK (1977) Geological, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, southwest Wisconsin. PhD thesis, Pennsylvania State University.
- Mehrabi B, Chaghaneh N, Tale Fazel E, Corfu F (2024) Geology, fluid inclusions and C–O–S–Pb isotopic compositions of the Chahmleh Pb–Zn deposit, Central Iran: Implications for ore genesis. *Geol Mag* 160(11):1953-1974. <https://doi.org/10.1017/S0016756823000766>.
- Mendir S (2019) Stratigraphie, paléontologie (ammonites) et biostratigraphie du Crétacé supérieur dans la région de Hameimat (Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie). Thèse de doctorat, Université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.
- Menezes CP, Bezerra FHR, Balsamo F, Mozafari M, Vieira MM, Srivastava NK, de Castro DL (2019) Hydrothermal silicification along faults affecting carbonate sandstone units and its impact on reservoir quality, Potiguar Basin, Brazil. *Mar Petrol Geol* 110:198-217. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.018>.
- Meyer C, & Hemley JJ (1967) Wall rock alteration. In H. L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (pp. 166–235). New York, NY: Holt, Rinehart and Winston.
- Molnár Z, Hegedűs M, Németh P, Pósfai M (2025) Competitive incorporation of Ca, Sr, and Ba ions into amorphous carbonates. *Geochim Cosmochim Acta* 393:18-30. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2025.02.002>
- Monseur G, Pel J (1973) Reef environment and stratiform ore deposits (Essay of synthesis of the Relationship between them). In: Amstutz GC, Bernard AJ (ed) *Ores in sediments*. Springer Berlin, 195-207.
- Morrow DW, Stasiuk LD, & Zhao M (2001) Dolomitization and burial diagenesis of Devonian Slave Point and Keg River formations in the Cordova embayment region of northeastern

- British Columbia, Canada (Abstract). Canadian Society of Petroleum Geologists Annual Convention, Abstracts, 026-1–026-5.
- M'Rabet A (1981) Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale. Doct thesis, Univ Paris Sud Orsay, 540 p.
- Muffler LJP, & White DE (1969) Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. Geological Society of America Bulletin, 80(2), 157–182. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[157:AMOUCS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[157:AMOUCS]2.0.CO;2).
- Nedjari-Belahcène S, et Nedjari A (1984) Le Boukhadra: esquisse paléogéographique aptienne. 5ème séminaire Nationale des Sciences de la Terre, Alger, pp. 102.
- Nelson J (1991) Carbonate-hosted lead-zinc deposits of British Columbia. In: McMillan et al. (eds) Ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera: British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Series III, Paper 1991-4, 71-88.
- Neukirchen F, et Ries G (2020) The world of mineral deposits: A beginner's guide to economic geology. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-34346-0>.
- Northrop DA, & Clayton RN (1966) Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite–water. Journal of Geology, 74(6), 753–770.
- Ohmoto H (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 67, pp. 551-579.
- Ohmoto H (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley J.W., Taylor H.P. and O'Neil J.R. (editors). Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 16, pp. 491-555.
- Ohmoto H, et Rye RO (1979) Isotopes of sulphur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits. Wiley, New York, N.Y., 2nd ed., pp. 509-567.

- Othmanine A (1987) Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébessa-Morsott. Relation entre la paléogéographie albo-aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Doct thesis, Univ P. and M. Curie, Paris VI, 220 p.
- Paradis S, Nelson JL (2007) Metallogeny of the Robb Lake carbonate-hosted zinc-lead district, northeastern British Columbia. In: Goodfellow WD (ed) Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division, Spec Publ 5, 633-654.
- Perthuisot V, Rouvier H, & Smati A (1988) Style et importance des déformations anté-éraconniennes dans le Maghreb oriental: Exemple du diapir du Jebel Sлата (Tunisie centrale). Bulletin de la Société Géologique de France, (8) IV(3), 391–398.
- Perthuisot V, Rouvier H, & Smati A (1998) Style et importance des déformations anté-éraconniennes dans le Maghreb oriental: Exemple du diapir du Jebel Sлата. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), 389–398.
- Piqué A, Tricart P, Guiraud R, Laville E, Bouaziz S, Amrhar M, Ait Ouali R (2002) The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa) : an overview. Geodin Acta 15: 185-208.
- Pirajno F (2009) Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>.
- Posey HH, Kyle JR, & Agee WN (1994) Relations between diapiric salt structures and metal concentrations, Gulf Coast sedimentary basin, Southern North America. In L. Fontboté & M. Boni (Eds.), Sediment-hosted Zn-Pb ores (Society for Geology Applied to Mineral Deposits Special Publication, Vol. 10, pp. 140–164).
- Price PE, & Kyle JR (1983) Metallic sulfide deposits in Gulf Coast salt dome cap rocks. In M. B. E. Bograd (Ed.), Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, 33 (pp. 189–193).

- Prochaska W, Kolli O, Boutaleb A, Sami L, Haddouche O, & Laouar R (2007) Investigations on the chemistry of mineralizing fluids of vein type mineralizations related to the diapiric zone in Northern Algeria. In Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting (pp. 1323–1326). Dublin.
- Rajendran S, Thirunavukkarasu A, Balamurugan G, & Shankar K (2011) Discrimination of iron ore deposits of granulite terrain of Southern Peninsular India using ASTER data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1), 99–106. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.01.004>.
- Rançon JPh (1983) Applications thermométriques de l'étude des minéraux hydrothermaux en géothermie haute énergie (Rapport BRGM 83 SGN 740 IRG, 83 p.). Orléans, France : Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Institut Mixte de Recherches Géothermiques, Service Géologique National.
- Rddad L, Bouhlel S (2016) The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb–Zn–Ba deposits (Oriental High Atlas, Morocco): Fluid-inclusion and C–O–S–Pb isotope studies. *Ore Geol Rev* 72:1072-1087. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.08.011>.
- Rddad L, Jemmali N, Jaballah S (2024) The Role of Organic Matter and Hydrocarbons in the Genesis of the Pb-Zn-Fe (Ba-Sr) Ore Deposits in the Diapirs Zone, Northern Tunisia. *Minerals* 14(9):932. <https://doi.org/10.3390/min14090932>.
- Rddad L, Jemmali N, Sośnicka M, Cousens B (2019) The genesis of the salt diapir-related Mississippi Valley-Type Ba-Pb-(±Zn) ore of the Sлата district, Tunisia: The role of halokinesis, hydrocarbon migration, and Alpine orogenesis. *Econ Geol* 114(8):1599-1620. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4687>.
- Rddad L, Mouguina EM, Muchez P, Darling RS (2018) The genesis of the Ali Ou Daoud Jurassic carbonate Zn-Pb Mississippi Valley-type deposit, Moroccan central High Atlas: Constraints from bulk stable C-O-S, in situ radiogenic Pb isotopes, and fluid inclusion studies. *Ore Geol Rev* 99:365-379. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.020>.

- Roehl PO, Choquette PW (1985) Carbonate petroleum reservoirs. Springer, New York, 622 p.
- Rossi M, Doublet C, Dzikowski M, Gasquet D, Josnin JY, Ménard G, Mommessin G, & Tarrieu L (2014) L'objet emblématique Systèmes Hydrothermaux : de l'hydrothermalisme profond aux eaux thermales, une décennie de convergence scientifique. Cahiers de géographie, Collection EDYTEM, 16, 31–49.
- Rouvier H, Pertuisot V, Mansouri A (1985) Pb-Zn deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. Econ Geol 80:666-687.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.3.666>.
- Sahoo AK, Krishnamurthi R, Sangurmath P (2018) Nature of ore forming fluids, wallrock alteration and *P-T* conditions of gold mineralization at Hira-Buddini, Hutti-Maski Greenstone Belt, Dharwar Craton, India. Ore Geol Rev 99:195-216.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.008>
- Salmi-Laouar S (2004) Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn-Pb-F-Ba-Fe-Hg) de la zone des diapirs du nord de Tébessa (NE Algérien). Doct Thesis, Univ Annaba, Algeria 181 p.
- Salmi-Laouar S, Laouar R, Boyce AJ, Boutaleb A, & Lamouroux C (2007) Premières données isotopiques sur la mer triasique dans l'Atlas Saharien Oriental (Algérie). Service Géologique de l'Algérie, 18, 315–323.
- Salmi-Laouar S, Laouar R, Boyce AJ, Zerdazi A, Arrouche Y (2004) Rapports isotopiques du soufre de l'oxygène et du carbone dans le massif de Boujaber, NE algérien : origine des minéralisations à Pb-Zn-Ba et source des fluides. Bull Serv Géol Algérie 15(1):3-25.
- Sami L (2011) Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins algéro-tunisiens. Doct Thesis USTHB Algiers Algeria 179 p.

- Sami L, Kolli O, Boutaleb A, Laouar R, Salmi-Laouar S, Prochaska W (2011) Caractérisation géochimique des fluides minéralisateurs de l'indice à Ba-F-Pb-Zn de Kef M'khiriga (Monts du Mellegue, NE Algérien). *Bull Serv Géol Algérie* 22(1):47-68.
- Sangster DF (1990) Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination. *Trans Inst Mining Metall* 99:B21-B42.
- Sangster DF (1996) Carbonate-hosted lead-zinc deposits: Society of Economic Geologists Spec Publ 4, 664 p.
- Shah MM, Nader FH, Garcia D, Swennen R, Ellam R (2012) Hydrothermal Dolomites in the Early Albian (Cretaceous) Platform Carbonates (NW Spain): Nature and Origin of Dolomites and Dolomitising Fluids. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. Vol. 67* (2012), No. 1, pp. 97-122. DOI : 10.2516/ogst/2011174.
- Sheppard SMF (1986) Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, JW, Taylor JrHP, O'Neil JR (eds), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineral Soc America Rev Mineral 16:165-183.
- Smith LBJr (2006) Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton. Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. *AAPG Bull* 90:1691-718.
- Souissi F, Sassi R, Dandurand JL, Bouhlel S, Ben Hamda S (2007) Fluid inclusion microthermometry and rare earth element distribution in the celestites of the Jebel Doghra ore deposit (Dome Zone, northern Tunisia): towards a new genetic model. *Bull Soc Géol France* 178:459-471.
- Souza VHP, Bezerra FHR, Vieira LC, Cazarin CL, Brod JA (2021) Hydrothermal silicification confined to stratigraphic layers: implications for carbonate reservoirs. *Mar Petrol Geol* 124: 104818. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104818>.

- Spangenberg J, Fontboté L, Sharp ZD, Hunziker J (1996) Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing: *Chem Geol* 133:289-315.
- Spencer RJ (1987) Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin. *Applied Geochemistry*, 2(4), 373–384.
- Spinks SC, Pearce MA, Liu W, Kunzmann M, Ryan CG, Moorhead GF, Kirkham R, Blaikie T, Sheldon HA, Schaub PM, Rickard WDA (2021) Carbonate replacement as the principal ore formation process in the Proterozoic McArthur River (HYC) sediment-hosted Zn-Pb deposit, Australia. *Econ Geol* 116:693-718. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4793>.
- Surour A A (2024) Metallic Ores in North Africa: New Results and Achievements in the Post-2016 Era. In *The Geology of North Africa*, Cham: Springer Int Publ, 347-392. https://doi.org/10.1007/978-3-031-48299-1_13.
- Tanfous-Amri D, Bédir M, Soussi M, Azaiez H, Zitouni L, Inoubli MH, Ben Boubaker K (2005) Early halokinesis associated to the Jurassic rift faulting in Central Tunisia (Majoura-El Hfay area). *CR Geosci* 337(7):703-711. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.02.007>.
- Thibiéroz J, Madre M (1976) Le gisement de sidérite du Djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer aptienne. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, 67(3–4).
- Urey HC (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562–581.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden GAF, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha OG, Strauss H (1999) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol* 161(1):59-88.
- Veizer J, Hoefs J (1976) The nature of O¹⁸/O¹⁶ and C¹³/C¹² secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 40:1387-1395.

- Velasco F, Herrero JM, Gil PP, Alvarez L, Yusta I (1994) Mississippi Valley Type, Sedex, and iron deposits in lower Cretaceous rocks of the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. In: In: Fonboté L, Boni M (Eds), Sediment-hosted Zn-Pb Ores. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Soc Geol Appl Miner Deposits, Spec Publ 10, 246-270.
- Velasco F, Herrero JM, Yusta I, Alonso JA, Seebold I, Leach D (2003) Geology and geochemistry of the Reocín zinc-lead deposit, Basque-Cantabrian basin, Northern Spain. *Northern Spain. Econ Geol* 98(7):1371–1396. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.7.1371>.
- Vila JM (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Doct thesis, Univ P M Curie, Paris VI, France. 665 p.
- Vila JM (1994) Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone « glacier de sel » sous-marins et vrais diapirs. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, 6, 105–152.
- Vila JM (2001) Les avantages d'une approche multi-source (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'holocinèse crétacée ("glaciers de sel", tectonique en radeaux et dômes de sel) et de l'halotectonique tertiaire (plissement des "glaciers de sel", genèse des dômes de sel-plis) des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 12(2), 129–167.
- Vila JM, Benkhérouf F, & Charrière A (1994) Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens) : un vaste "glacier de sel" sous-marin albien, à l'image des structures offshore d'Aquitaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 318(II), 109–116.
- Vila JM, Ghanmi M, & Kechid-Benkhérouf F (1996) Données nouvelles sur l'anticlinal d'El Ouasta–Sakiet (frontière est-algérienne) et interprétation de son Trias comme un "glacier

- de sel" sous-marin albien le long d'un bloc basculé, plissé au Tertiaire. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 323(IIa, n°12), 1035–1042.
- White WM (2015) Isotope Geochemistry. Wiley-Blackwell, West Sussex, UK 496 p.
- Wierzbicki R, Dravis JJ, Al-Aasm I, Harland N (2006) Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. AAPG Bull 90:1843-1861. <https://doi.org/10.1306/03200605074>.
- Wildi W (1983) La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev Géol Dyn géog Phys 24(3):201-297.
- Wilkinson JJ, Crowther HL, Coles BJ (2011) Chemical mass transfer during hydrothermal alteration of carbonates: Controls of seafloor subsidence, sedimentation and Zn-Pb mineralization in the Irish Carboniferous. Chem Geol 289(1-2):55-75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.11.003>.
- Yahaioui A (1990) La partie inférieure de la série marno-calcaire du crétacé supérieur (Cenomanien supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et el Kantara (Algérie orientale). Doct thesis, Univ Nancy I France, 207 p.
- Ysbaa S, Haddouche O, Boutaleb A, Sami L, Kolli O (2021) Mineralization and fluid inclusion characteristics of Pb-Zn-Fe-Ba (Cu, F, Sr) ore deposits in northern east of Algeria. June 2021. Arabian Journal of Geosciences 14 (11).
- Yelles-Chaouche AK, Déverchère J, Domzig A, Bracène R, Mercier de Lépinay B, Strzeczynski P (2006) Tectonic setting of the Algerian margin (Western Mediterranean). Marine Geology 232: 1–25.
- Zedam R (1998) Étude gîtologique du gisement de barytine (Mizab), Aïn Mimoun, Khenchela (Thèse de Magister, Université Badji Mokhtar – Annaba, Algérie). 132 p.

- Zedam R (2012) Mise en place d'une minéralisation hydrothermale sur le flanc nord de l'anticlinal de Khenchela. Identification et détermination sur fond lithostratigraphique et tectonique. Doct Thesis, Univ Mentouri Constantine, Algeria, 220 p.
- Zedam R, Laouar R, & Bouhlef S (2007) Analyse pétrographique et sédimentologique de l'Albien d'Ain Mimoun, Khenchela (Nord-Est Algérie). *Revue Sciences & Technologie. D, Sciences de la Terre*, (26), 9–19. <https://revue.umc.edu.dz/d/article/view/516/623>.
- Zedam R, Laouar R, Lekoui A, Metrouni H, Bouhlef S, Boyce AJ, Fallick AE (2022) Origin of the Mizab barite vein-type deposit, Ain Mimoun (NE Algeria): evidence from fluid inclusion and S-, O- and C-stable isotope studies. *Arab J Geosci.* 15:29. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09611-4>.